COMPTE RENDU SOMMAIRE

ET

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

1951

COMPTE RENDU SOMMAIRE

ET

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE

SIXIÈME SÉRIE

TOME PREMIER

Année 1951

PARIS

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

28, rue Serpente, VI[e]

1951

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

DE FRANCE

Publié avec le concours
du Centre National de la Recherche Scientifique

SIXIÈME SÉRIE

TOME PREMIER

Fascicule 1-2-3

Feuilles 1-13. *Planches I-V*

SOCIÉTÉ FONDÉE LE 17 MARS 1830,
AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU ROI DU 3 AVRIL 1832

PARIS

AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, VIe

—

1951

OCTOBRE 1951

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin.**

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à *domicile* (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* [1] à la Société : 1° avec une remise de 25 °/₀, les Comptes rendus et les Bulletins, la Bibliographie ; 2° avec une rem. de 20 °/₀, les **Mémoires de Géologie** (par mémoire), les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation 1951 : 1.000 francs. Étranger : 1.250 fr.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI°.

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1951

Stratigraphie du « Lusitanien »[1] de la région de Verdun

par P. L. Maubeuge[2].

Sommaire. — Étude détaillée des affleurements actuels de la série argovo-rauracienne de la région de Verdun (Meuse). Établissement d'une coupe-type de la série. Impossibilité actuelle, devant la rareté des Ammonites, de tracer une limite certaine des étages qui ne sont que des subdivisions de l'Oxfordien de la localité type.

Depuis la parution du travail fondamental de Buvignier en 1852, il n'a été publié que de rares travaux sur le « Lusitanien » de la vallée de la Meuse et des Hauts-de-Meuse. Ce sont les notes de Lais et de Sturm rédigées sur des observations faites dans la zone arrière des opérations du front allemand, pendant la première guerre mondiale.

Les travaux de Lais et Sturm ont déjà été passionnément discutés et accusés de nombreuses inexactitudes. Il faut dire, dans le cas présent, qu'ils n'ont étudié qu'une partie de la région de Verdun, et pour cause.

Le mémoire de Buvignier est tellement ancien que les données contenues nécessitent une révision. En outre, les nombreuses carrières ouvertes pour l'exploitation de la pierre à chaux grasse sidérurgique offrent des coupes inconnues il y a un siècle, coupes non décrites jusqu'ici. On peut donc dresser maintenant un profil détaillé du « Lusitanien ». On remarquera ainsi, au-dessus de l'Argovien coralligène (de faciès variables), un Rauracien parfois également de faciès coralligène (« oolithe à *Dice-*

1. Le terme de « Lusitanien », admis unanimement par les auteurs français, rejeté par les géologues anglais et allemands, ne peut être conservé. Si aucune règle internationale n'impose cette invalidation, les usages et règles de priorité sont parlants.

Le Lusitanien proposé par Choffat ne couvre pas seulement l'Oxfordien supérieur mais en plus le Kimmeridgien inférieur (zone à *tenuilobatus*), ce qui le rend doublement discutable. L'Oxfordien terminal correspond à la division moyenne de Choffat (zone à *bimammatus* ou *bicristatus*).

Dacqué a suggéré que cette division moyenne correspondait à un niveau entre les zones à *tenuilobatus* (Kimmeridgien) et à *bimammatus*. La division inférieure de Choffat correspond à l'Oxfordien supérieur d'Oxford (zone à *transversarius* ou à *plicatilis*).

2. Note présentée à la séance du 6 novembre 1950.

ras ») ; dans ce cas sa limite inférieure avec l'Argovien sera indistincte. Dans d'autres cas, ce Rauracien montrera de bas en haut un massif de calcaires blancs lithographiques passant à des calcaires blancs et crayeux oolithiques ; une surface d'érosion



Fig. 1. — Ligne schématique du contact Argovien-Oxfordien et localités citées du « Lusitanien » de la région de Verdun.

les termine, portant des couches marno-sableuses ; puis viennent des horizons de calcaires blancs terminés par une surface d'érosion portant le Séquanien basal.

Chargé par M. l'Ingénieur en chef des Mines, E. Schneider, d'étudier pour le compte du B. R. G. des Mines de Fer de l'Est, le prolongement éventuel du Bassin ferrifère lorrain vers les Hauts-de-Meuse, j'ai abordé l'étude de la région. Mon travail a été essentiellement tectonique, mais pour l'étayer il m'a fallu faire une étude stratigraphique minutieuse de la région. On trouve ici les observations concernant le « Lusitanien », avec coupes détaillées à l'appui ; je ne traiterai pas, en effet, des étages post-calloviens dans mon travail d'ensemble, en préparation, sur l'E du Bassin Parisien.

Tableau récapitulatif des coupes décrites et échelle stratigraphique.

Formations	Coupes décrites	Sous-Étage			Étages
Argiles et lumachelles.	20 21 17		Séquanien		
+++++++++++++++					
Calcaires lithographiques marneux et calcaires marneux sableux tachés de rouille.	18 19 17	°-- 12 m. environ	Rauracien	Lusitanien	Oxfordien
+++++++++++++++					
Calcaires oolithiques blancs et lithographiques.	18 17	°- 25 m. environ			
Calcaires marnosableux à Trigonies.	17 10 5				
+++++++++++++++					
Calcaires oolithiques blancs et calcaires lithographiques (faciès latéral : « calcaire oolithique à *Diceras* » et calcaires coralligènes).	17 16 15 14 13 12 11 10 8 7 6 5 4	35-40 m.			
Calcaires coralligènes, calcaires terreux, calcaires coquillers et à entroques.	13 16 15 6 3 2 1	40 m. environ	Argovien		
« Chailles » oxfordiennes au S ; calcaire terreux coquiller et calcaires coquillers à entroques au centre et au N.					

(Les lignes +++ indiquent les surfaces d'érosion taraudées ; °-- diminué en puissance vers Flabas ; °- atrophique ou absent vers Flabas.)

La région étudiée est délimitée à l'E par le pied des côtes des Hauts-de-Meuse, à l'W par la vallée de la Meuse, au N par les buttes-témoins de Romagne, à hauteur de Spincourt, et au S par le parallèle des Éparges. La région étudiée est en réalité bien plus vaste, mais je ne l'examinerai pas ici. Le long de la vallée de la Meuse, d'anciennes petites carrières n'ont pas été étudiées ; leurs coupes anciennes ou fragmentaires sont peu importantes dans l'établissement d'un profil stratigraphique. De nombreux travaux de guerre, des tranchées, entonnoirs, donnent des coupes fragmentaires intéressantes en cartographie géologique mais peu importantes présentement.

La zone étudiée chevauche donc sur les feuilles géologiques de Metz, Verdun, Commercy, Bar-le-Duc. Toutes les localités citées ont le triste privilège d'avoir laissé leur nom dans l'histoire ; un croquis précise néanmoins leurs positions.

Le tableau récapitulatif et stratigraphique ci-joint permet de situer les différentes coupes et de les raccorder entre elles. On trouvera après la description des coupes les conclusions essentielles à en tirer.

*
* *

Description des coupes[1].

1. — *Argovien des carrières d'Haudiomont*, sous le Bois des Bluses (sommet cote 335 environ) (P. D. : 60,25 — 40,10 à 25) (W du village) : de haut en bas ;

4 m Calcaire crayeux blanc à petits îlots de Polypiers en boules, Bivalves, Gastropodes, *Chlamys*, Térébratules, radioles de *Cidaris*. Passage à :

0,05 m Marne blanche calcaire.

Surface ravinée oxydée.

0,40 m Calcaire crayeux blanc riche en radioles de *Cidaris*.

Surface ravinée oxydée.

0,80 m Calcaire blanc crayeux et cristallin riche en Polypiers branchus avec des *Cidaris* et des Lamellibranches. Passage brusque à :

10 m Calcaire granuleux dur, à débris coquillers et granules calcaires roulés, avec quelques entroques.

Un peu en dessous de ces carrières, côté S de la route, dans le ravin de la Fosse à Créve, en lisière du bois de même nom, de grandes carrières sont ouvertes. Leur base est vers la cote 315.

1. L'ordre d'énumération est stratigraphique dans le sens ascendant, et suit, autant que possible, les directions géographiques cardinales.

Le front de taille, en grande partie inaccessible, montre de haut en bas :

3 m environ Récifs de Polypiers.
16-17 m Calcaires blancs granuleux à entroques, riches en débris coquillers.

C'est l'Argovien basal.

2. — *Argovien des carrières d'Haudainville* (à la sortie E du village, contre le chemin du fort) ; de haut en bas :

5 m Calcaire à entroques identique à celui de base, avec gros récifs sporadiques de Polypiers en masses, ou branchus. Passage à :
13 m environ Calcaire blanc friable, gélif, grossièrement oolithique, granuleux, à entroques peu abondantes. Le ciment de calcite est peu développé. Les fossiles entiers sont rares, à l'exception de petites *Nerinea* faiblement roulées.

(Buvignier rapporte l'existence d'un puits dans cette carrière, puits qui aurait montré que le calcaire à entroques, sans Polypiers, a 15 m de puissance et repose sur 5 m de récifs argoviens en traversée partielle ; l'Oxfordien n'a pas été atteint.)

Jusqu'à 1 km de Dieue, le long de la route, des affleurements verticaux ou des petites exploitations temporaires montrent sur 2 à 4 m de puissance, selon les endroits, ces mêmes calcaires granuleux à entroques avec parfois des récifs de Polypiers saccharoïdes, en masses ou branchus.

A 3,600 km de Dieue, une petite carrière montre : 7 m Calcaire cristallin blanc vitreux et suboolithique, criblé de Polypiers branchus et des calcaires oolithiques granuleux. Les fossiles sont nombreux : Lamellibranches, *Nerinea*, radioles de *Cidaris*. A mi-hauteur, deux délits rapprochés, très minces, de marne assez calcaire, se voient sur presque toute la longueur du front de taille.

Dans le ravin qui débouche sur la route nationale, au S d'Haudainville, vers le bois Le Tremblais, existent de nombreuses carrières ouvertes dans le calcaire à entroques. La plus intéressante est du côté S de l'entrée, assez loin de celle-ci, masquée depuis la route. On y note de haut en bas :

4 m Calcaire blanc cristallin, coquiller et suboolithique ou oolithique grossier. Sur 1 m à la base, il est de plus en plus cristallin et grossier, en quittant le calcaire à entroques ; des îlots de Polypiers y apparaissent. On y voit quelques Lamellibranches dont des *Chlamys*, et des *Nerinea*. Passage à :
8 m Calcaire à entroques blanc avec très rares *Nerinea* et nombreux radioles de *Cidaris*. Très rares îlots de Polypiers. A la base, irrégulièrement, on voit des formations récifales : Calcaire cristallin blanc avec Polypiers en grandes tiges ramifiées et rares îlots de Polypiers massifs.

3. — *Argovien coralligène au N de Belleray*, au lieu dit les Wès (329,12 — 262,17 [1]) :

Avant le Pont de Belleray, côté Verdun, au début de la montée de la route allant vers celle de Metz, on voit : 3-4 m de calcaires cristallin et suboolithiques coquillers, avec Coraux en récifs et délits terreux jaunes. On est là à la cote 205 environ, soit à 90 m approximativement, sous la surface d'érosion du sommet des carrières du faubourg d'Haudainville.

4. — *Rauracien des carrières des fours à chaux de Dugny* (carrière la plus méridionale) ; de haut en bas :

2 m Limons rougeâtres mêlés de quartztites à l'état de galets alluviaux.

14 m environ Calcaire blanc lithographique compact, rarement crayeux, avec rares *Nerinea*. Il ne semble pas qu'il existe d'accidents siliceux diffus.

Dans les 2 m du sommet, j'ai constaté la présence d'un banc à « baguettes » [2]. Dans les derniers mètres existe un niveau excessivement riche en Fucoïdes. Je n'ai pas pu déceler si ce niveau est très mince ou s'il s'étend sur une certaine hauteur. La roche longuement exposée à la pluie montre des arborescences rappelant les dendrites d'oxyde de manganèse, de très grande taille. Il s'agit bien de fossiles, car sur les cassures fraîches de la roche, on décèle ces arborescences faiblement marquées en jaunâtre ; la pluie les met parfaitement en évidence par corrosion.

J'ai trouvé à ce niveau un fragment de jeunes *Perisphinctidae* globuleux que je n'ai pu dégager de la roche.

5 m Calcaire blanc à blanc jaunâtre, lithographique compact, parfois cristallin ; il montre très fréquemment sur sa cassure de petits rameaux de Polypiers en calcite, plus ou moins abondants selon l'endroit. On trouve aussi quelques rares *Nerinea*.

Un puisard est encore ouvert dans des calcaires blancs lithographiques à l'entrée de la carrière, sur plusieurs mètres.

5. — *Rauracien supérieur dans une ancienne carrière à l'entrée N de Dugny*, à l'origine de la descente vers le passage à niveau, côté W de la route ; de haut en bas :

2 m Marnocalcaire gris jaunâtre sableux, micacé, à débris végétaux et Algues en forme de rameaux. La couche est identique à celle, synchronique, du sommet des carrières des fours à chaux de Haudainville à Verdun.

Surface oxydée, taraudée, couverte de grandes Huîtres plates.

6 m Calcaire lithographique blanc, pauvre en fossiles, à passées suboolithiques ; le sommet est finement oolithique, crayeux. On trouve de rares Bivalves et des Végétaux ocreux.

1. Coordonnées des feuilles topographiques publiées au 1/50.000e.
2. Voir plus loin les explications concernant ces organismes.

6. — *Rauracien et Argovien dans deux carrières sur la route de Verdun-Moulainville.* Après le carrefour et la clairière de La Madeleine, ces deux carrières très rapprochées (335 — 264,15) montrent :

La première 6 m environ
La seconde 4 m environ de calcaires blancs crayeux lithographiques, en dalles ne contenant guère que des *Astarte* et des petits Gastropodes. Des passées riches en Lamellibranches plus ou moins brisés et granules calcaires roulés se montrent irrégulièrement (Rauracien).

30 m plus bas approximativement, les tranchées de la route montrent les horizons coralligènes fossilifères de l'Argovien. Et le contact avec l'Oxfordien se situe vers la cote 275 environ. La tranchée de la route montre, en effet, sur une assez grande longueur, l'Argovien de faciès coralligène, sans Coraux à la base, en éboulis, et les chailles au début de la coupe vers le village.

Un chemin montant au Bois de Mane-sel, juste en face des premières maisons, montre plusieurs mètres de chailles fossilifères avec intercalaires marneux, vers la cote 270.

7. — *Carrières ouvertes dans le Rauracien à la Blancharderie,* à l'E de Verdun, route d'Étain (331,13 — 265,10) :

1) Les anciennes carrières ouvertes face la ferme de la Blancharderie, dont le sommet est à la cote 247 environ montrent : 8 m de calcaire lithographique, en dalles ou feuillets, plus ou moins crayeux ou cristallin ; de nombreux délits marnocalcaires minces, feuilletés séparent les bancs. Les fossiles sont très rares.

2) Quelques centaines de mètres au NW contre la voie ferrée et un chemin, une ancienne carrière montre (331,06 — 265,135) :

2 m Calcaire lithographique blanc crayeux plus ou moins oolithique, parfois entièrement oolithique. On remarque par place la présence de radioles d'Échinides. Des petits Gastropodes de quelques millimètres pullulent à ce niveau. Passage à :

5 m Calcaire lithographique blanc plus ou moins crayeux ou cristallin en dalles ou feuillets.

Le sommet est vers la cote 249.

3) A l'entrée E du vallon de la Valtoline, les carrières sont masquées. Elles étaient ouvertes dans 4-5 m de même calcaire lithographique couronné de calcaire oolithique (331,13 — 265,17).

Mais la tranchée du chemin de fer montre sur 4 m environ des calcaires lithographiques identiques aux précédents couronnés par 1 m environ de calcaire finement oolithique blanc.

8. — *Rauracien de la carrière de Belrupt.* La carrière est située à l'entrée du village, le pied étant à la cote 230 :

Une douzaine de mètres de calcaire lithographique compact, blanc et jaunâtre, avec rares délits minces feuilletés à marne peu abondante dif-

fuse, ou même marnocalcaire, sableux au toucher. Il semble ne pas y avoir de fossiles dans ces couches, ou ils sont très rares.

9. — *Rauracien des carrières des fours à chaux de Billemont.* Les anciennes carrières sont du côté N E de la route ; la nouvelle est du côté S W. Les anciennes sont les plus intéressantes parce que montrant mieux les fossiles sur la roche altérée. De haut en bas :

6 m 1er front de taille : Calcaire lithographique blanc compact, crayeux, à passées oolithiques fines au sommet. Lamellibranches, Gastropodes, Nérinées, peu nombreux. Je n'ai pas pu y repérer *in situ* le banc à « baguettes » qui y existe ; les tiges y sont nombreuses et longues et de belle conservation. On trouve avec ces tiges de très nombreux débris végétaux à l'état ocreux, parfois de très belle conservation.

9 m environ 2 et 3e front de taille : Calcaire lithographique crayeux blanc, pauvre en fossiles.

10. — *Rauracien des carrières de Montgrignon à Belleville.* De haut en bas (169-821) :

1 m Limons ocre avec énormes quartzites roulés, en poches, dans des pierrailles de calcaire lithographique.

0,40 m Marnocalcaire blanc feuilleté sableux. Passage à :

0,80 m Calcaire blanc et gris blanc lithographique.

Surface d'érosion plane, oxydée, taraudée, couverte de grandes Huîtres (cote 225 environ).

13 m Calcaire lithographique blanc crayeux à Gastropodes dont des Nérinées sur les 3 m du sommet, puis calcaire finement oolithique blanc avec granules calcaires roulés ; quelques Lamellibranches et Gastropodes. Des accidents siliceux noduleux, diffus, sont fréquents dans la roche.

Décollement.

0,60 m Marnocalcaire blanc laiteux, à mica miscroscopique, de débit feuilleté ou en plaquettes (couche rejetée). Passage à :

3,90 m Calcaire blanc crayeux lithographique un peu marneux, zoné de gris suivant la stratification. On y trouve des Gastropodes, surtout des Nérinées, des débris végétaux dont des troncs de grande taille. (Les Végétaux se trouvent sporadiquement aussi dans les 13 m supérieurs.)

Je n'ai pas pu repérer en place le banc à « baguettes » que j'ai décelé dans les éboulis, à la base de ce premier front de taille.

10 m 2e front de taille : Calcaire gris blanc à rares *Astarte*, lithographique, en gros bancs, avec passées irrégulières finement oolithiques. Taches siliceuses sporadiques. Passage à :

12 m 3e front de taille : Calcaire lithographique blanc parfois un peu crayeux, peu fossilifère.

A l'E de ces carrières, sous le point 246,4 à la sortie W de Belleville, s'étendent d'anciennes carrières dont la base est au niveau de la voie de l'ex-chemin de fer départemental. On note de haut en bas :

Grouines et pierrailles de calcaire rauracien avec argile de décalcification et Huîtres des lumachelles de base du Séquanien, descendues à ce niveau.

4 m Calcaire crayeux blanc et lithographique passant à :

6 m Calcaire blanc plus ou moins cristallin et plus ou moins lithographique. Les fossiles sont rares.

Dans ces deux niveaux, on note la présence de silex zonés gris clair ou blanchâtres. Le front de taille est assez abrupt. Il y a 2 m environ masqués pour arriver au niveau du chemin. En contrebas de ce chemin et du niveau de la voie, derrière les maisons, d'anciens fronts de taille montrent plusieurs mètres de calcaire lithographique crayeux blanc.

11. — *Rauracien des carrières des fours à chaux de la côte Saint-Michel à Belleville*, passé le cimetière, à l'E de celui-ci ; sommet à la cote 250 environ (168,14 — 822,15) :

5 m environ Pierrailles de calcaire blanc crayeux. Les 2 m du sommet sont finement oolithiques avec nombreux amas de « baguettes », mêlés de calcaire lithographique. Les 3 m de base sont uniquement lithographiques ; ils m'ont livré un *Natica* et quelques *Nerinea*. Des accidents siliceux diffus, gris bleuâtre sont fréquents.

30 m environ Calcaires lithographiques blancs plus ou moins crayeux, pauvres en fossiles, en un front de taille abrupt.

La base est au niveau du chemin de fer, approximativement.

12. — *Rauracien des anciennes carrières de Bras sur Meuse.* Les anciennes carrières sont ouvertes dans les calcaires blancs lithographiques. Ainsi la petite carrière située au NE du village, dans un carrefour, près du calvaire (cote 207 environ) montre (821,18 — 172,14) :

6 m Calcaire lithographique blanc en bancs compacts ; ceux-ci ont quelques décimètres de puissance et alternent avec des intercalaires feuilletés, lithographiques, mais un peu marneux, de 1 dm de puissance moyenne. Ces couches sont très pauvres en fossiles.

13. — *En montant du ravin du Bois de la Nawé vers la Tranchée des Baïonnettes*, le talus N de la route et des carrières donnent depuis l'Argovien supérieur une coupe du Rauracien assez fraîche (330,15 à 332 — 270,16 à 271,13) :

De haut en bas, on note depuis la cote 305 environ, soit encore au moins 30 m sous le Séquanien (celui-ci a sa base affleurant à la cote 335 sous la Tranchée) :

Quelques mètres calcaire blanc crayeux en dalles ; puis, en carrière :

3 m Calcaire lithographique blanc à blanc jaunâtre, un peu marneux, se débitant en dalles ou pierrailles avec marne blanche. Des points et taches ocres sont fréquents dans la roche. On note de rares moules internes de Bivalves.

A 0,80 m du bas existe un lit discontinu de 3 cm marno-calcaire, assez argileux puisque plastique. Passage à :

7 m Calcaires compacts lithographiques avec taches irrégulières finement oolithiques avec parfois granules calcaires roulés. On note la présence de quelques moules internes de Bivalves.

Ces calcaires se continuent sur 10 m environ de hauteur en descendant, passant à une dizaine de mètres de mêmes calcaires avec passées plus cristallines et Polypiers branchus. Dessous, viennent 8 m environ de récifs bien développés formés de Polypiers branchus dans des calcaires cristallins et crayeux.

Presque jusqu'au fond du vallon, on voit encore dans la tranchée de la route et les abris de guerre, des éboulis de calcaires crayeux blancs couvrant en partie l'Argovien en place.

Les carrières fortifiées d'Haudromont montrent cet Argovien sur 10-12 m selon l'endroit ; c'est un complexe : calcaire cristallin sublithographique plus ou moins terreux, avec récifs de Polypiers saccharoïdes ; amas d'un beau calcaire à entroques blanc riche en radioles de *Cidaris*. Les *Chlamys* sont fréquents dans l'ensemble.

Vers la cote 325, en bordure de la route, en descendant sur Vaux, en lisière S du Bois de Vaux, une carrière montre 6 m de calcaires blancs lithographiques en dalles à passées finement oolithiques avec débris coquillers fins, ne contenant que des mauvais moules internes de Lamellibranches[1].

14. — *Rauracien des anciennes carrières de la route de Belleville à Douaumont*, point 242,1 ; de haut en bas (170,03 — 823,02) :

6 m Calcaires, lithographique et surtout finement oolithique, blancs, mêlés. La base est de moins en moins oolithique. On trouve à ce niveau des Gastropodes et des Végétaux ocreux.

0,05 m Délit marnocalcaire sableux blanchâtre.

Surface mamelonnée légèrement oxydée, nettement corrodée.

0,60 m Calcaire blanc un peu marneux riche en débris végétaux avec quelques moules internes de Bivalves.

0,005 m Marnocalcaire blanc.

Surface oxydée corrodée.

3,60 m Calcaire lithographique blanc compact à rares Lamellibranches, Astartes et Gastropodes.

1. Au NE du Fort de Douaumont, dans ces mêmes calcaires, des travaux de guerre montrent des masses sporadiques de Polypiers branchus.

Dans les déblais, on trouve des nodules de silex zonés diffus dans le calcaire. J'ai trouvé aussi des dalles riches en « baguettes », en calcaire lithographique non oolithique parfois un peu granuleux. Le banc à « baguettes » doit donc exister dans la carrière, peut-être au sommet. Je n'ai pu le repérer en place.

Une faille de 2 m de rejet (côté W enfoncé) se voit sur le front de taille, dans l'angle E de la carrière.

15. — *Carrière de Flabas*, au N de Verdun : la carrière est située vers la cote 290, en bordure de la route du Bois des Caures contre le Bois Juré; de haut en bas (Rauracien puis Argovien) (278,15 — 330,4) :

Pierrailles de calcaires blancs lithographique et oolithique; quelques blocs sont formés par des lumachelles grossières calcifiées.

2 m Calcaire lithographique blanc dur, pur. Il existe à ce niveau un lit à « baguettes » de très belle conservation, accompagnées de débris végétaux ocres. Passage à :

0,60 m Calcaire blanc jaunâtre, un peu marneux, criblé de débris ocreux de plantes, la plupart mal conservés. A la base on remarque de nombreux moules internes de Bivalves indéterminables. Passage à :

1,60 m Calcaire blanc lithographique pur, prenant vers le milieu de la couche de fines oolithes, pour devenir entièrement oolithique au sommet. Rares fossiles : quelques Astartes. Passage à :

0,60 m Calcaire jaunâtre un peu marneux. Passant à :

2 m Calcaire lithographique blanc, un peu terreux au toucher.

On trouve à toutes les hauteurs, moins abondamment que dans le mince niveau marnocalcaire cité, des débris végétaux : tiges, feuilles, graines de Conifères, *Brachyphyllum*, etc.

Un peu en dessous à la cote 283, une petite carrière montre 3 m d'Argovien coralligène couronné par des calcaires blancs granuleux et oolithiques très fossilifères (Echinides, Huîtres, Lamellibranches).

Le contact des chailles oxfordiens se situe vers la cote 265, un peu après les sources, au virage de la route, à l'entrée du village.

2 km plus à l'E, la route de Ville devant Chaumont à Verdun montre le contact de l'Oxfordien et de l'Argovien à peu près à la même cote d'après les éboulis du talus de la route et les lignes de sources.

Puis, côté W de la route, une fois vis-à-vis le ravin du S de la côte des Trois Poiriers, sur 200 m de long : 6 m environ de calcaires cristallins terreux roux et jaunes et de récifs de Polypiers. Le tout est très fossilifère mais sans Ammonites : Lamellibranches (*Chlamys*, *Lopha*, etc.), *Apiocrinus*, Échinides : *Cidaris*, *Echinobrissus*, *Glypticus hieroglyphicus*; les radioles d'Échinides abondent.

16. — *Sur les côtes de Romagne et de Chaumont, on voit l'Argovien-Rauracien dans de nombreux anciens travaux de guerre:*

Il n'y a plus de bonnes coupes complètes. L'Argovien coralligène est assez terreux dès sa base et fossilifère. Le Rauracien est mieux visible, sur les flancs supérieurs des côtes, surtout sur celle de Romagne, et au sommet de celle-ci. Il n'a plus son faciès crayeux lithographique ; on voit des calcaires oolithiques blancs parfois grossiers, fossilifères où les Brachiopodes et Gastropodes sont fréquents. Sa partie inférieure semble en continuité de faciès avec l'Argovien car elle est aussi plus ou moins coralligène. (« Oolithe à *Diceras* ».)

17. — *Rauracien de la carrière des fours à chaux de Haudainville*, route de Metz, à Verdun ; de haut en bas (330,16 — 263) :

1 m Pierrailles.

4,50 m Marnocalcaire blanc jaunâtre, plus ou moins compact, parfois feuilleté. Des plages oolithiques terreuses s'y distinguent par endroits. Des lumachelles à Myes et Trigonies sont fréquentes mais les fossiles sont peu déterminables. Le 1,20 m de base est plus cristallin, dur, gris jaune foncé à taches irrégulières ocres. Sur toute la hauteur et plus abondamment à la base, on trouve des débris végétaux ocreux parfois non broyés, et médiocrement conservés.

Surface oxydée taraudée par les Lithophages et couverte de grandes Huîtres plates.

On remarque fréquemment sur les blocs extraits une accumulation de tiges entremêlées qui ne peuvent appartenir qu'à des Algues.

16-18 m 1er front de taille : Calcaire blanc pur finement oolithique avec passées lithographiques pauvres en oolithes ou dépourvues d'oolithes. Le sommet est grossièrement oolithique avec granules calcaires blancs roulés et même des graviers calcaires blancs. On trouve en moyenne abondance des Gastropodes et des Nérinées et de rares Lamellibranches. On trouve sporadiquement des accidents siliceux dans le calcaire : ce sont des taches de calcédoine plus ou moins pure, blanche ou grise, parfois rubannée dont les bords se fondent dans le calcaire environnant.

A 2 m de la base existe un banc puissant de 1 dm environ où pullulent les « baguettes » blanches, striées, qui sont des Algues. Les débris de Végétaux divers, ocreux, sont très nombreux à ce niveau. On trouve aussi, sporadiquement, des Végétaux sur toute la hauteur du front de taille (*Zamites*, *Brachyphyllum*, *Stachypteris spicans* Sap.) (Passage continu).

6 m Calcaire finement oolithique blanc, et lithographique crayeux, mêlé, pauvre en fossiles. Des passées sont même grossièrement granuleuses, riches en petits graviers calcaires crayeux blancs roulés. Rares Végétaux ocreux, quelques *Nerinea* et *Opis*. Passage à :

10 m Calcaire lithographique compact en dalles. Les ouvriers affirment trouver à ce niveau des Végétaux bien conservés dont de grands *Zamites*. Rares passées un peu granuleuses; parfois la roche renferme un peu de marne blanche diffuse. Dans les 3-4 m du bas on remarque la présence de rares petits Polypiers rameux grêles, calcifiés; on y trouve souvent des radioles de *Cidaris* [1].

En suivant le chemin menant au Fort de Belrupt, on voit au-dessus des carrières, dans le talus, des pierrailles de calcaire lithographique jaunâtre cristallin. Dans les champs, passé le carrefour, sur la selle de la courbe 305, on trouve en abondance les Huîtres de la base du Séquanien.

Il faut aller un peu au N du Fort de Belrupt, juste à l'embranchement du chemin menant à l'ex-magasin de secteur (point 332,5), pour voir le contact Rauracien-Séquanien, bien mis en évidence. La coupe existe sur une assez grande longueur, dans d'anciennes petites carrières équipées en travaux de défense. De h. en b. :

1 m environ, visible. Calcaire oolithique jaune grossier, granuleux. Passage à :

0,30 m environ Marnocalcaire oolithique à Huîtres nombreuses. Gros galets de calcaire oolithique taraudés, roulés, oxydés; on voit aussi des galets en calcaire lithographique. Passage à :

1,30 m Calcaire finement oolithique jaunâtre et gris laiteux assez marneux ; le sommet est riche en gros granules calcaires roulés (graviers), en calcaire lithographique jaune. Rares Lamellibranches indéterminables. Un *Echinobrissus* sp. Au sommet on voit quelques Huîtres.

Surface oxydée, profondément, taraudée par les Lithophages (cote 335 environ).

4 m Calcaire lithographique parfois argileux, laiteux, altérable, blanc à blanc jaunâtre selon les endroits. Le sommet est lithographique compact.

18. — *Rauracien sup. dans l'ancienne tranchée du chemin de fer sous l'Ossuaire de Douaumont* (332,50 — 269,18), à la cote 320 environ, à l'entrée du ravin du Bois Triangulaire ; de haut en bas :

2 à 2,50 m selon la pente (1,50 m côté E, par suite d'une faille) Calcaire en plaquettes gris laiteux, marneux, ou cristallin gris et roux.

1. Notre confrère, M. E. Gérard, m'a montré un grand *Perisphinctidae* (*Arisphinctes*), nettement rauracien, que je n'ai pas encore pu déterminer exactement. Il a été trouvé dans ces couches lithographiques. C'est la seule Ammonite recueillie, depuis plusieurs années, dans la carrière.

En outre, M. Gérard m'a montré également un fragment d'os de grande taille, peu déterminable anatomiquement, appartenant à un grand Reptile. Il provient du banc à « baguettes ». (On verra dans les conclusions de ce travail mention d'une découverte ancienne d'ossements.)

Surface d'érosion ravinée ocre, couverte de petites Huîtres et de coquilles brisées dont *Radulopecten* sp.

1,50 m (W) à 2,50 m (E) Calcaire finement oolithique blanc ; le sommet, sur quelques décimètres, est taché d'ocre, avec passées suboolithiques peu accusées parfois granuleuses.

19. — *Rauracien sup., route de Verdun à Ville devant Chaumont,* dans une petite carrière en bordure de celle-ci, cote 280 (330,25 — 276,70) :

6 m Calcaire en rocailles : irrégulièrement, calcaire cristallin lithographique jaune terreux ou blanc jaune, parfois très argileux, micacé, avec taches diffuses ocres ferrugineuses argileuses. La roche a souvent un aspect sableux. Des passées suboolithiques jaunâtres ou crème avec stylolithes sont fréquentes. Avec quelques Bivalves indéterminables on trouve des Nérinées également indéterminables, corrodées.

20. — *Base du Séquanien dans le talus en suivant la route de Belleville à Douaumont*, sous l'ouvrage de Froideterre, à la cote 300 environ (330,70 — 268,17).

Après avoir vu, à la base, des calcaires blancs lithographiques un peu marneux (Rauracien), on observe, sur 1 m environ d'épaisseur, des bancs de calcaire cristallin terreux, jaune, criblé d'Huîtres, la plupart de petites tailles. Il ne semble pas y avoir d'autres fossiles. Ce calcaire s'altère en laissant les Huîtres libres dans une marne jaune ocre.

La couche a été bouleversée et rejetée sur le bord de la route, ce qui, par places, laisserait supposer une épaisseur plus grande du banc.

Plus loin, au carrefour des routes de Fleury et de l'Ossuaire, on voit, remaniés dans les fossés, quelques mètres de calcaire cristallin terreux jaune paille dans de l'argile de décalcification.

Les talus de la route à l'E de l'Ossuaire montrent des blocs de calcaire lithographique terreux, jaune clair et cristallin, scintillant, gris jaunâtre, criblé de débris coquillers indéterminables.

Un peu plus au N, à Thiaumont, la source située vers la cote 350 marque la base du Séquanien. 5 m environ au-dessus de ce niveau, jusqu'au col, soit sur une dizaine de mètres, des fouilles pour poteaux téléphoniques et les fossés montrent un calcaire lithographique plus ou moins cristallin, un peu sableux au toucher, jaune paille, peu fossilifère.

21. — *Contact du Séquanien et du Rauracien aux environs du Fort de Belleville* (822,07 — 169) :

1. Dans les fossés du fort, on voit par places des pointements de Séquanien. C'est tantôt un calcaire cristallin finement oolithique, scintillant, gris jaunâtre, nettement oolithique par l'altération, les ooïdes saillant en relief. D'autres fois c'est un calcaire cristallin jaune, grossièrement oolithique, criblé de fins débris coquillers (lumachelles) avec

rares passées terreuses jaunes ; des granules calcaires roulés, jaune ocre sont abondants dans ces lumachelles.

2. A la cote 270 environ, du côté N du fort, dans les champs et d'anciens travaux de guerre, on remarque :

des lumachelles à petites et grandes Huîtres calcaires, formées d'un calcaire oolithique fin et grossier. Les Huîtres sont par milliers. Le calcaire, faiblement argileux, s'altère en argile libérant les Huîtres. Nulle part, je n'ai vu l'existence de lumachelle dans une argile franche : on ne voit que de l'argile de décalcification. Ces lumachelles ont au plus 1 m de puissance. Elles reposent sur une surface d'érosion oxydée, taraudée et ravinée, terminant un calcaire lithographique cristallin jaunâtre (sommet du Rauracien).

On suit, en descendant, des calcaires lithographiques plus ou moins cristallins et jaunâtres, sur une dizaine de mètres environ.

La série est donc analogue à celle située plus à l'E et au SE.

Conclusions.

1° *Puissance des couches.* — On constate, dans la région étudiée, l'existence d'un Argovien coralligène bien développé, puissant d'environ 40 m. Des passées crinoïdiques existent à ce niveau à Haudainville, Haudiomont, etc.. Les Ammonites semblent ou très rares ou absentes dans ces couches.

Au NW de la région étudiée, à son raccord (W de la Butte de Romagne), Sturm a montré des changements de faciès de l'Argovien. Sur moins de 10 km en ligne droite, il a constaté que l'Argovien, puissant d'une quarantaine de mètres, coralligène, passait à sa base à des couches plus terreuses, sans Coraux (entre Réville et Crépion) ou encore à Coraux isolés, de Crépion au SE. Or, la route de Ville, devant Chaumont, montre (coupe 15) un Argovien coralligène bien développé, dans des couches terreuses, il est vrai. Les divisions régionales de faciès, par Sturm, sur de si petites distances semblent donc trop absolues.

Un fait curieux se déduit de l'examen des coupes de la région de Flabas. L'Argovien, qui semble puissant de 40 m, est surmonté par une trentaine de mètres de calcaire blanc crayeux et oolithique à Plantes, rauracien, couronné par le Séquanien. Il ne me semble pas, en suivant les affleurements repères, que des failles doivent faire modifier ces épaisseurs. Or, dans la région même de Verdun, en se basant sur l'affleurement du toit des récifs argoviens (sous la Citadelle), et à une dizaine de mètres sous le niveau de la Meuse à Belleville (nouveau sondage de Belleville), on doit attribuer 70 m environ de puissance totale au Rauracien (35-40 m aux calcaires marneux, calcaires blancs

crayeux, et couches sableuses supérieures), ceci jusqu'à la surface d'érosion terminale (du toit de l'Argovien à la base des couches sableuses on mesure 35-40 m).

Il y aurait donc un épaississement du Rauracien dans la région de Verdun, et par l'examen en suite continue des horizons repères sous les Côtes, je suis enclin à voir là un effet de la subsidence et non l'existence d'un synclinal.

On connaît l'amincissement rapide vers le N du « Lusitanien » tout entier ; il faut donc admettre qu'il commence assez rapidement à moins d'une quinzaine de kilomètres au N de Verdun.

2° *Changement de faciès.* — La côte des carrières d'Haudromont et la coupe de la route de l'Ossuaire montrent le changement de faciès latéral du Rauracien, déjà signalé par Buvignier, les calcaires blancs à Plantes passant à des calcaires à Polypiers qui se lient à la base aux récifs de l'Argovien. On a donc là une récurrence septentrionale de l'« oolithe à *Diceras* » des environs de Saint-Mihiel. Quant à la limite de l'Argovien et du Rauracien, purement paléontologique, elle est des plus incertaines même quand le Rauracien n'a pas le faciès coralligène.

Il est intéressant de relever de timides apparitions de Coraux dans les calcaires lithographiques tout à la base des carrières du faubourg d'Haudainville, à Verdun.

Au N de la région et au NW on n'aurait plus, selon Sturm, de calcaires blancs crayeux. J'ai vu encore ces calcaires blancs en lisière du Bois des Caures, à Flabas. Sturm donne une coupe valable pour les environs de Flabas et Ville, où ne figurent pas ces calcaires blancs. Il est donc à se demander quel est le degré d'exactitude de cette coupe, vu cette contradiction ; de plus, elle ne peut avoir de valeur générale, car on y voit une succession de très minces bancs ; fort vraisemblablement ces bancs passent latéralement à d'autres couches. Selon la coupe de Sturm, le sommet du Rauracien serait formé, dans la région examinée, par des calcaires oolithiques, parfois lithographiques, — surtout au sommet, — avec des lits épais de marne grise. Cet envahissement par la marne du sommet du Rauracien serait remarquable s'il est confirmé dans cette région. (Le profil de Sturm est indiqué valable pour le Rauracien ; en réalité, il concerne l'Argovien et le Rauracien, l'auteur ne distinguant pas les deux étages).

Plus au S, c'est à Dugny que l'on voit encore réapparaître les Coraux, mais un peu plus abondants que près d'Haudainville. C'est l'amorce des changements de faciès méridionaux si bien étudiés par Hoffet sur le parallèle de Vigneulles-les-Hattonchâtel.

3° *Limite paléontologique du sommet du Rauracien.* — Tout le Rauracien de la région de Verdun s'est montré excessivement pauvre en Ammonites. Hormis la carrière du faubourg d'Haudainville, c'est à Dugny que j'en ai rencontré pour la première fois en venant du N. Hoffet [1933, p. 350] pense avoir reconnu des Ammonites séquaniennes recueillies par les carriers au sommet de la carrière de Dompcevrin. Il convient de signaler que les ouvriers prétendent ne pas en trouver actuellement et même depuis longtemps. Pour autant que la limite cartographique du Séquanien, que j'ai choisie, — et précisée, — (c'est celle admise par les auteurs de la carte géologique) soit exacte, il ne paraît pas possible que le découvert des carrières de Dompcevrin ait livré des Ammonites séquaniennes. Ou bien il faut admettre que les Ammonites séquaniennes apparaissent déjà dans les calcaires crayeux et l'« oolithe à *Diceras* » supérieure. Et cela confirmerait les trouvailles de Moreau et ses étiquettes originales, qui ont tant troublé Hoffet. (Ces étiquettes de Moreau laissent supposer la présence de formes séquaniennes dans les « Calcaires blancs de Creüe ».)

La limite paléontologique du Séquanien inférieur ne correspondrait donc plus aux lumachelles de base mais à un niveau plus inférieur ; peut-être la grande surface d'érosion sous les couches sableuses, que je signale pour la première fois, serait-elle alors la vraie limite de la base du Séquanien. C'est un problème que je laisse provisoirement de côté ; de nouvelles études sur le terrain me fourniront peut-être la clé de l'énigme. Il est à déplorer que les Ammonites montrées à Hoffet n'aient jamais été déterminées et soient maintenant perdues pour les stratigraphes ; leur rareté les rendait d'autant plus précieuses.

4° *Paléogéographie et biostratigraphie.* — Les Plantes terrestres, parfois de toute beauté, qui ont fait la célébrité des calcaires blancs de la Meuse (Rauracien), se trouvent à des niveaux très divers. Toutefois, il existe des lits plus riches où les Plantes se trouvent avec les curieuses « baguettes » signalées pour la première fois par Buvignier. Celles-ci ne sont autres que des Algues que j'ai déjà décrites dans le Bajocien (« *Ancyloceras mosellense* » de Terquem) ; je reviendrai sur la description des spécimens lusitaniens.

Comme l'a dit Buvignier, un des niveaux riches en Plantes se trouve (carrières du faubourg d'Haudainville) à 3-4 m au-dessus du banc à « baguettes » dans des lits sans silex. Mais je présume qu'il existe de tels niveaux à « baguettes » à des hauteurs variables dans les calcaires blancs. On ne trouve plus,

avec l'abondance du temps de Buvignier, les restes de Poissons et Reptiles dans le banc à « baguettes ». Je ne possède que peu de restes de Vertébrés provenant de ces calcaires rauraciens. (Je dois signaler cependant la vente par un ouvrier, à un officier du Génie, avant la guerre de 1939, d'un crâne ou d'une mâchoire de grande taille appartenant à un Reptile ; la pièce avait été trouvée aux carrières d'Haudainville.)

Les récifs coralligènes, la fréquence des restes végétaux continentaux, en bon état de conservation, et ces restes de Vertébrés souvent côtiers ou terrestres, impliquent une ligne de rivage voisine. Il ne semble pas que cette faune et cette flore proviennent des récifs de Polypiers exondés, mais d'un continent. La bordure de récifs explique la pureté de la sédimentation malgré la présence des rivages proches, et l'absence d'apports alluviaux hétérogènes. Cette ligne de rivage se décèle d'ailleurs très au S de la Lorraine, vu l'existence des gisements de Plantes de Gibeaumeix, Uruffe, etc.. La ligne de rivage est sensiblement celle admise à l'W des Hauts-de-Meuse par A. de Lapparent, rivage qui allait de pair avec celui des Vosges exondées.

Les accidents siliceux sont des concentrations calcédonieuses de silice *in situ*, et non des galets siliceux. Ces accidents siliceux démentent la légende de la pureté absolue des calcaires blancs. Cette grande pureté et la pauvreté relative des accidents font cependant que la roche reste encore le matériau le meilleur pour la fabrication de chaux industrielles (sidérurgique et chimique) dans la Lorraine.

De nombreuses coupes ont montré, au sommet des calcaires blancs, l'existence d'une surface d'érosion et d'une lacune dans la sédimentation, lacune constante dans une très vaste région. Comme je le disais, cette lacune n'a jamais été signalée. Et sur la foi des remarques de Hoffet, faut-il y voir la vraie limite du Séquanien ?

Il est possible que de très longues recherches finissent par fournir des Ammonites ou gisements ammonitifères. Bien des problèmes pourraient alors être résolus. Les exploitants de fours à chaux ou un amateur local devraient songer à ce détail ; eux seuls sont aptes à faire ces ingrates recherches, en suivant régulièrement les travaux.

5° *Base du Séquanien.* — Comme l'ont déjà signalé les auteurs allemands, il existe au sommet du Rauracien, au contact des lumachelles séquaniennes, une surface d'érosion et une lacune sédimentaire généralisées.

La base du Séquanien (au sens de la carte géologique) a pu être bien étudiée dans une coupe ; elle n'avait jamais été décrite. Il faudra admettre de plus que les lumachelles de l'extrême base de l'étage sont marneuses, le plus souvent par décalcification aux affleurements ; elles ne sont pas, en effet, toujours argileuses ou argilo-marneuses, mais parfois calcaires aux environs de Verdun. Ce n'est que quelques décimètres au-dessus du Rauracien qu'apparaissent les argiles franches à Huîtres.

6° *Stratigraphie zonale.* — L'étude chronologique détaillée du « Lusitanien » meusien est une nécessité, à la lumière de la chronologie de l'Oxfordien anglais et allemand. L'absence d'Ammonites oblige à la différer. Aussi, me suis-je abstenu de créer de nouvelles coupures stratigraphiques et biostratigraphiques ; je ne prends donc pas parti dans la classification anglaise des couches oxfordiennes, et française des couches « lusitaniennes ». Mon étude est purement stratigraphique descriptive en accord avec les divisions cartographiques admises par les géologues lorrains contemporains [1].

BIBLIOGRAPHIE

Buvignier, A. (1852). — Statistique minéralogique, géologique, etc. du département de la Meuse, Verdun-Paris, Baillère, texte, atlas.

Lais, R. (1925). — Zwischen Maas und Mosel. *Die Kriegsschauplätze* H. 3.

Sturm, Fr. (et Frebold, Mulleried), (1923). — Vor Verdun. *Ibid.*, H. 4.

Wohlgemuth, J. (1883). — Recherches sur le Jurassique moyen à l'Est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Nancy.*

Hoffet, J.-H. (1933). — Les calcaires de Creuë. *B. S. G. F.* (5e), III, p. 337-354.

1. A la lecture de la remarque de la première page du présent travail on voit donc que Séquanien, Rauracien et Argovien ne peuvent être au plus que des sous-étages de l'Oxfordien type d'Oxford.

Sur la valeur stratigraphique de quelques Inocérames algériens

par C. Voûte [1].

Planche I *a*.

Sommaire. — Quelques Inocérames, trouvés en de nombreux points de l'Afrique du Nord, ont une assez grande importance par leur répartition stratigraphique assez restreinte. L'auteur mentionne *Inoceramus regularis* d'Orb. var. *radiosa* Quaas (Campanien-Maestrichtien et quelquefois Danien), *I. labiatus* von Schloth. (Turonien inf.) et *I. cycloides* Wegner (*I. siccensis* Perv.) (Santonien moyen), en donnant pour chacune de ces espèces un certain nombre de synonymes relevés dans la littérature concernant l'Afrique du Nord, plus spécialement d'Algérie.

Malgré leur systématique chaotique (environ 700 noms d'espèces et variétés), leur très grande variabilité et leur conservation bien souvent à l'état de moules internes, certaines espèces d'Inocérames, que l'on trouve dans presque tous les étages du Crétacé, ont une grande valeur stratigraphique. La littérature et les échantillons montrent que ce sont précisément ces espèces qui ont une répartition mondiale ; celle-ci est souvent, malheuseusement, très difficile à reconnaître par suite de la multiplicité des noms employés pour une même espèce ; trop souvent les limites des unités paléontologiques ont tendance à coïncider en effet avec celle des nations [Jeletzky, 1950]. A cet égard les travaux de R. Heinz [1928 b] et autres ont une grande importance, malgré l'exagération de la systématique de cet auteur et malgré le grand nombre d'espèces nouvelles créées par lui [2].

L'auteur travaille actuellement dans une région du département de Constantine (feuilles d'Aïn Fakroun et Aïn Babouche) où les Inocérames, souvent très nombreux, sont en bien des cas les seuls fossiles trouvés ; de ce fait il a repris l'étude de ce groupe. Grâce à la bienveillance de plusieurs collègues français et hollandais, un assez grand nombre d'échantillons provenant de plusieurs régions de l'Algérie a pu être étudié. Il est bon de

1. Note présentée à la séance du 20 novembre 1950.
2. Voir, par contre, la critique de H. Andert sur l'emploi d'espèces « exotiques ».

souligner dès l'abord que plusieurs espèces à grande répartition géographique se retrouvent parmi le matériel algérien, dans des niveaux stratigraphiques bien définis.

La présente note a pour but d'attirer l'attention des géologues et paléontologistes sur ces fossiles importants pour la stratigraphie du pays, en donnant quelques indications sur les niveaux stratigraphiques de ces espèces, ainsi que sur leur répartition géographique actuellement connue, en attendant une seconde note, en préparation, plus spécialement consacrée à la paléontologie et à la systématique des Inocérames de l'Algérie. Seront surtout donnés un grand nombre de synonymes de ces espèces, sous lesquels on peut les retrouver dans la littérature traitant de l'Algérie (et quelquefois aussi d'autres parties de l'Afrique du Nord). Il est utile toutefois de préciser que les références bibliographiques et synonymiques données des espèces mentionnées sont encore loin d'être complètes.

1. *Inoceramus regularis* d'Orb. C'est l'espèce la plus connue en Afrique du Nord, qui appartient à un groupe d'Inocérames très répandu dans l'ensemble du Sénonien de tous les continents (mais se cachant souvent sous une multitude de noms différents, surtout en Amérique). Comme il est possible ou même vraisemblable que ce groupe, malgré une certaine unité morphologique apparente, soit en réalité d'origine hétérogène et le produit d'évolutions convergentes, il paraît prudent de retenir pour l'espèce nord-africaine le nom d'*Inoceramus regularis* d'Orb. var. *radiosa* Quaas, décrite par Quaas [1902] sous le nom d'*I. cripsi* Mant. var. *radiosa*, en employant malheureusement pour définition d'*I. cripsi* celle de Goldfuss [1836], qui n'a rien à voir avec l'espèce de Mantell (voir Pervinquière [1912], et d'autres auteurs). Nous disposons d'un matériel abondant de cette forme, permettant de la décrire d'une manière plus complète que l'*I. regularis* de d'Orbigny. C'est l'espèce caractéristique des « Calcaires à Inocérames » du Sénonien supérieur des auteurs d'Afrique du Nord. Elle est abondante dans le Campanien et dans le Maestrichtien en Tunisie et en Algérie [Blayac, 1912 ; L. Glangeaud, 1939 ; Pervinquière, 1912 ; Savornin, 1920 ; Savornin, Bétier et Joleaud, 1937, où on trouvera aussi mentionné un grand nombre de gisements]. Elle se trouve aussi sous les noms d'*I. cripsi* Goldf. (non Mantell) [Solignac, 1947] (Maestrichtien), *I.* aff. *monticuli* Fugger et Kastner [Glangeaud, 1932], *I. monticuli* Fugger et Kastner [Glangeaud, 1939], *I.* cf. *balticus* J. Böhm [Joleaud, 1912], *I. salisburgensis* Fuchs et *I. goldfussi* [Savor-

nin, 1920], *I. brongniarti* BAYLE (pars) [Blayac, 1912] (Santonien et Campanien), *I. goldfussi* D'ORB., *I. brongniarti* PARK. et *I. striatus* MANTELL [Coquand, 1862] (Campanien), *I. regularis* D'ORB. var. *baltica* J. BÖHM [Fallot, 1937] (Campanien de la région de Tanger). Savornin, Bétier et Joleaud [1937], en citant *I. regularis* D'ORB. du Campanien et Maestrichtien inf., très répandu des Bibans à la Tunisie centrale, remarquent déjà que cette espèce est aussi appelée, entre autres, *I. crispi* (le même nom qu'*I. cripsi*), ou *I.* cf. *balticus*, *I. goldfussi*, *I. salisburgensis*, etc. Quelques auteurs seulemént citent ce fossile du Santonien (Joleaud [1912] ; Coquand [1862] ; Blayac [1912] en employant les noms d'*I. regularis* et *I. brongniarti* ; Pervinquière [1912], « rarement dans le Santonien »). Nous ne possédons qu'un seul exemplaire, bien douteux, provenant du Santonien moyen, des couches à *Mortoniceras texanum* et *I. cycloides* WEGNER (*I. siccensis* PERV.), du Chebka des Sellaoua (dép. Constantine). Parmi les échantillons de Pervinquière à la Sorbonne se trouve un exemplaire, marqué comme *I. regularis* D'ORB., provenant du Santonien du K[t]. bou Arara, mais qui est en réalité bien typique de son *I. siccensis*. La forme, citée par Blayac [1912], du Sénonien inf. du Chebka des Sellaoua dans les bancs à *Mortoniceras texanum* et *Micraster peini* COQ., appartient vraisemblablement à *I. cycloides* WEGNER (*I. siccensis* PERV.). La morphologie générale de ces deux espèces se rapproche parfois assez, mais les échantillons nombreux, que nous avons pu collectionner personnellement dans le Santonien du Chebka des Sellaoua (dans les couches à *Mortoniceras texanum*), appartiennent tous à la seconde espèce (sauf peut-être l'échantillon douteux cité plus haut). L'âge campanien ou maestrichtien de nos propres échantillons a été confirmé en plusieurs cas par les microfaunes[1].

Par contre, il est tout à fait remarquable que cette espèce monte assez haut dans le Danien, aussi bien en Algérie qu'en Lybie. Le type de l'*I. cripsi* GOLDF. var. *radiosa* QUAAS a même été décrit comme provenant de cet étage, dans les couches à *Exogyra overwegi*, de Lybie [Quaas, 1902]. Du même pays, Beyrich [1852] a décrit *I. impressus* D'ORB., vraisemblablement du même niveau à *Exogyra overwegi*, et qui appartient aussi à notre espèce. Il est intéressant de citer à ce sujet une remarque de Julia Gardner [1941], disant que la faune du Crétacé supérieur de la Lybie comprend des formes bien suggestives du Paléocène

1. J. SIGAL. Communication orale.

(Midway). Au cours des dernières années nous en avons trouvé quelques exemplaires bien rares et très mal conservés dans une partie assez élevée du « Danien mésogéen », daté par des Foraminifères [1]. Normalement, ailleurs, comme en Patagonie, au Brésil, en New-Jersey, dans le S de la Suède (comparez H. von Ihering [1925] et L. W. Stephenson [1941]), les Inocérames sont déjà éteints à la limite supérieure du Maestrichtien, comme les Rudistes et les Ammonites (sauf quelques rares Baculites). Une forme tertiaire comme le *Neoinoceramus* Iher. [Ihering, 1907] n'a aucun rapport avec les véritables Inocérames. Glaessner [1936] signale enfin dans le Flysch des Carpathes des fragments remaniés d'Inocérames, dans des dépôts à Nummulites de l'Éocène inférieur, c'est le seul autre cas d'Inocérames dans un niveau supérieur au Maestrichtien que nous ayons rencontré dans la littérature. Nous ne reparlerons pas de l'*Inoceramus eocenicus* Savi et Meneghini, cité par Airaghi [1904] comme faisant part de l'*I. cripsi* Goldf. (donc de l'*I. regularis* d'Orb.) et qui proviendrait de l'Éocène de Pontassieve, n'ayant pas encore pu voir la littérature originale sur ce sujet, et ne pouvant donc pas en juger. Mais il semble peu probable que les Inocérames d'Afrique du Nord, que l'on trouve dans le Danien, et qui sont, surtout en Lybie, assez complets, soient aussi remaniés, si l'on se rappelle la structure si fragile de leur test.

2. *Inoceramus labiatus* Von Schloth. Une autre espèce universelle, que nous retrouvons en Algérie, est l'*I. labiatus* v. Schlot, qui se situe dans le Turonien. Cette espèce marque très bien la limite entre le Turonien et le Cénomanien. En Europe et ailleurs, *I. labiatus* caractérise le Turonien inf. [Heinz, 1928 a] à tel point que l'espèce a donné son nom à ce niveau (« couches à *I. labiatus* » ou « *Labiatus*-Pläner »). Certains faits semblent indiquer que cette espèce, dans la région d'Aïn Fakroun se trouverait parfois encore plus bas, dans les couches tout à fait supérieures du Cénomanien à microfaunes caractéristiques [1]; ce fait a été observé aussi parfois ailleurs, dans les Sudètes [Scupin, 1936] et peut-être près de Barbacoas en Venezuela [Heinz, 1928 b]. L'espèce, très facile à reconnaître (mais connue dans la littérature sous des noms différents, en Algérie par exemple *I. africanus* Heinz [Bouillot, 1944; Dubourdieu, 1949]), se trouve en Algérie en très petit nombre ainsi qu'en Tunisie (Pervinquière [1912], Solignac [1947]; Dj. Ouenza : Bouillot [1944]; Dubourdieu

1. J. Sigal. Communication orale.

[1949] ; Chebka des Sellaoua ; peut-être *I.* cf. *labiatus* SAVORNIN, [1920] du Turonien de l'oued Kçob).

3. *I. siccensis* PERVINQUIÈRE. Cette forme promet d'avoir une grande importance pratique. *I. siccensis* PERVINQUIÈRE [Pervinquière, 1912] est très proche de *I. cycloides* WEGNER [Wegner, 1905] ; il n'est pas encore certain qu'il y ait similitude absolue, ou que l'espèce de Pervinquière (Pl. I*a*) soit véritablement à distinguer comme une variété bien caractérisée de celle de Wegner ; la ressemblance est toujours très grande [Köplitz, 1920]. Pervinquière [1912] l'a décrite du Turonien supérieur de Tunisie (et du Sénonien inf. douteux) ; mais dans les régions couvertes par les feuilles au 50.000e du Dj. Ouenza (signalée par Dubourdieu [1949] et Bouillot [1944], sous le nom d'*I. planus* GOLDF.[1]), d'Aïn Fakroun et d'Aïn Babouche (recouvrant une partie du Chebka des Sellaoua), cette espèce apparaît très abondante dans un niveau d'une épaisseur d'environ 50 cm du Santonien (accompagnée de quelques rares *Mortoniceras texanum* F. ROEMER). Il s'agit d'un niveau repère très constant. Nous avons déjà parlé plus haut de l'*I. regularis* BLAYAC (*pars*) et *I. brongniarti* BLAYAC (d'après Bayle, *pars*) du Sénonien inf. (Santonien ?) à *Mortoniceras texanum* du Chebka des Sellaoua, et qui doivent appartenir à cette espèce. Dans la région des Maadid (dép. Constantine) on la trouve, assez rarement, dans les couches à *Chalmasia turonensis* (Santonien, Savornin [1920] signale un peu plus vers le S ce même *Chalmasia turonensis* accompagné de *Mortoniceras texanum* et *Placenticeras syrtale*) ; et à l'W de Constantine quelques mauvais fragments ont été recueillis dans les marnes du Sénonien inf. Un exemplaire douteux provient de Beni Ourtilane (feuille d'Aïn Roua). Enfin M. Fallot [1937] signale *I. wegneri* J. BÖHM, synonyme d'*I. cycloides* WEGNER (non *I. wegneri* KÖPLITZ [Köplitz, 1920]), du Santonien de Tanger. Il y a quelque probabilité pour que l'*I. steinmanni* WILCKENS, signalé par Glangeaud [1939] du Sénonien (Santonien ?) de la région tellienne entre les massifs primaires et les hautes plaines, soit aussi à rattacher à cette espèce. Nous attribuons provisoirement en Algérie cette espèce au Santonien inférieur (niveaux à *Mortoniceras texanum* et à *Chalmasia turonensis* DUJ.), en attendant des données stratigraphiques complémentaires concernant d'autres régions. L'espèce se trouve en Europe dans le Coniacien sup. (« *Inoceramus cordiformis*-Schich-

1. M. Dubourdieu a bien voulu nous envoyer quelques échantillons d'*I. africanus* et d'*I. planus*.

ten ») et le Santonien inf. (« *Actinocamax westfalicus-granulatus* Schichten ») [Heinz, 1928 a et Stolley, 1916]. Heinz [1928 b] mentionne la forme tunisienne dans le Turonien de l'Amérique du Sud, se conformant pour le niveau stratigraphique à Pervinquière [1912].

D'autres espèces ont encore été signalées en Algérie par différents auteurs, ou bien se trouvent parmi le matériel étudié actuellement. Mais ces formes, par leur répartition géographique plus limitée jusqu'ici connue, et par un matériel disponible souvent bien incomplet, ne semblent pas encore avoir une valeur stratigraphique comparable à celle des trois espèces étudiées. Il est bien certain toutefois que les Inocérames méritent plus d'attention en Afrique du Nord qu'ils n'en ont reçu jusqu'ici.

Une dernière remarque permettra de souligner un phénomène intéressant : un écart systématique existe souvent entre l'âge de nos espèces algériennes et celui des mêmes espèces en d'autres contrées, si l'on précise leur âge avec l'aide d'autres groupes fossiles. C'est ainsi qu'*I. regularis* d'Orb. var. *radiosa* Quaas se trouve en Algérie dans des niveaux plus élevés que des formes qui en sont voisines en d'autres régions. Nous reviendrons plus tard sur le cas d'*I. regularis* var. *radiosa* du Danien, qui est probablement un bel exemple de persistance d'une espèce.

BIBLIOGRAPHIE

Airaghi, C. (1904). — Inocerami del Veneto. *Bol. Soc. geol. italiana*, vol. XXIII, p. 178-199.

Andert, H. (1933). — Inoceramen aus dem Sudetischen Oberturon und Emscher. *Centr. Bl. Min., Geol. u. Pal.*, Abt. B, p. 229-239.

Beyrich, E. (1852). — Bericht über die von Overweg auf der Reise von Tripoli nach Murzuk und von Murzuk nach Ghat gefundene Versteinerungen. *Zeitschr. deutsche geol. Gesells.*, Bd. 4, p. 143-161.

Blayac, J. (1912). — Esquisse géologique du Bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2 sér., n° 6.

Böhm, J. (1915). — Über die Untersenone Fauna bei Burgsteinfurt und Ahaus. *Jahrb. preuss. geol. Landes-Anst.*, Bd. 36, Teil I, p. 423-428.

Bouillot, A. (1944). — Sur la présence du Turonien au Djebel Ouenza (Algérie). *C.R. somm. S. G. F.*, p. 57-58.

Coquand, M. H. (1862). — Géologie et paléontologie de la région du Sud de la Province de Constantine. *Mém. Soc. Émulation Provence*, t. II.

DUBOURDIEU, G. (1949). — Dj. Ouenza. (feuille n° 125). Notice explicative de la carte géologique au 50.000e. Carte géol. d'Algérie.

FALLOT, P. (1937). — Essai sur la géologie du Rif Septentrional. *Notes et Mém. Serv. Carte géol. Maroc*, n° 40.

GARDNER, Julia (1941). — Analysis of Midway Fauna of Western Gulf Province. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 25, p. 644-649.

GLAESSNER, M. P. (1936). — Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. I. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwest-Kaukasus. *Publ. Lab. Pal. Moscow Univ.* Problems of paleontology, p. 349-408.

GLANGEAUD, L. (1932). — Étude géologique de la région littorale de la Province d'Alger. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 8.

— (1939). — Notices stratigraphiques, régions telliennes, terrains secondaires, *in* : Notice explicative des cartes géologiques au 500.000e, Alger-Nord, Alger-Sud, *Ibid*.

GOLDFUSS, A. (1836). — Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angränzenden Länder, 2.

HEINZ, R. (1928 a). — Das Inoceramen-Profil der Oberen Kreide Lüneburgs. Mit Anführung der neuen Formen und deren Kennzeichnung. (Beiträge, usw. I). *Jahresber. Niedersächischen geol. Ver.*, vol. 21, p. 64-81.

— (1928 b). — Über die Oberkreide Inoceramen Süd-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. (Beiträge, usw. V.) *Mitt. Min. Geol. Staatsinst. Hamburg*, H. X, p. 41-97.

IHERING, H. Von (1907). — Les Mollusques fossiles du Tertiaire et du Crétacé supérieur de l'Argentine. *An. Mus. nac. Buenos Aires*, sér. III, t. VII.

— (1925). Die Kreide-Eocän-Ablagerungen der Antarktis. *Neues Jahrb. Min., Geol., Pal.*, Beil. Bd. 51, p. 240-301.

JELETZKY, JURIJ A. (1950). — Some nomenclatorial and taxonomic problems in Paleozoology. With a discussion of the correlation of some uppermost jurassic and cretaceous faunas on both sides of the Atlantic. *Journ. Pal.*, vol. 24, p. 19-38.

JOLEAUD, L. (1912). — Etude géologique de la Chaîne Numidique et des Monts de Constantine. Thèse, Paris.

KÖPLITZ, WILH. (1920). — Über die Fauna des Oberen Untersenon im Seppenrade-Dülmener Höhenzuge. Inaugural Dissertation, Münster.

PERVINQUIÈRE, L. (1912). — Études de paléontologie tunisienne, II, Gastropodes et Lamellibranches du Crétacé. Tunis.

QUAAS, A. (1902). — Die Fauna der Overwegi-Schichten und der Blätterthone in der lybischen Wüste. *Paleontographica*, Bd. 30, Th. II, p. 153-336.

SAVORNIN, J. (1920). — Étude géologique de la région du Hodna et du plateau Sétifien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., n° 7.

SAVORNIN, J., BÉTIER, G. et JOLEAUD, L. (1937). — Notice explicative des cartes géologiques au 500.000e, Constantine-Nord et Constantine-Sud. *Ibid*.

SCUPIN, H. (1936). — Zur Paläogeographie des sudetischen Kreidemeeres. *Zeitschr. deutsche geol. Gesells.*, Bd. 88, p. 309-325.

Solignac, M. (1947). — Description d'une nouvelle carte géologique au 500.000e, 1931. Réédité par les Annales des Mines et de la Géologie. Carte géologique de la Tunisie.

Stephenson, L. W. (1941). — The larger Invertebrate Fossils of the Navarro Group of Texas. (Exclusive of Corals and Crustaceans and exclusive of the Fauna of the Escondido Formation). *Univ. Texas Publ.*, n° 4101.

Stolley, E. (1916). — Das Alter des Salzberggesteins von Quedlinburg und einiger entsprechender Ablagerungen. *Jahresber. Niedersächsichen geol. Ver.*, vol. 9, p. 69-83.

Wegner, Th. (1905). — Die Granulatenkreide des westlichen Münsterlandes. *Zeitschr. deutsche geol. Gesells.*, Bd. 57, p. 112-232.

LÉGENDE DE LA PLANCHE I *a*.

Inoceramus cycloides Wegner (*I. siccensis* Pervinquière), moule interne de la valve gauche, environ 1/2 de la grandeur naturelle. Calcaire à Inocérames et à *Mortoniceras texanum* Roemer du Santonien moyen, vallée de l'Oued Melah, Douar Aïn Diss, Chebka des Sellaoua (dép. Constantine, Algérie). Type au laboratoire de Minéralogie et de Géologie, Université d'Utrecht.

Observations géologiques dans la région d'Ouro Preto (Minas Gerais Brésil)

par **B. Brajnikov**[1].

Sommaire. — On observe dans la région d'Ouro Preto des crêtes suivant trois directions principales, constituées de grès ou de quartzites d'âge algonkien ; la position stratigraphique de ces grès est discutée. La structure de l'ensemble s'explique par la rupture par cisaillement du socle granito-gneissique, conduisant à un damier de compartiments faillés.

L'orographie de la région montre un certain nombre de traits principaux, qui permettent d'en donner un schéma assez simple. Ce sont des crêtes allongées et assez rectilignes, orientées suivant deux directions privilégiées : l'une sensiblement E-W, l'autre, subméridienne. Plus exactement, ces deux directions font entre elles un angle de 75 à 80° dans le quart NW. Une troisième direction principale, également marquée par une crête saillante, est à peu près N 35° W. Les mêmes directions se retrouvent dans l'orientation des vallées et des affleurements de roches.

Les crêtes en question ont ceci de particulier, qu'elles sont toujours et exclusivement formées de grès ou quartzites d'âge algonkien, qui constituent leur ossature ou leur couronnement. Les formes plus douces du relief et les dépressions sont en phyllades du même âge, ou en gneiss et en granites d'âge mal défini, algonkien et archéen.

La position stratigraphique des grès et quartzites est encore discutée. Suivant le schéma classique, ils seraient de deux âges très différents : les quartzites (Serra Ouro Preto, Antonio Pereira) représenteraient l'Algonkien inférieur (série Minas) ; les grès plus ou moins quartzitiques (Ouro Branco, Itatiaia, Salto, Itacolomi, Camargos), l'Algonkien moyen (série Itacolomi). Cette division est fondée sur la présence, dans les grès, de niveaux à galets (conglomérats), de quartz, quartzites, itabirites et phyllades, provenant apparemment de la série Minas.

Cependant, O. Barbosa[2] fait remarquer que les grès quartzitiques,

1. Note présentée par M. J. Bourcart à la séance du 22 janvier 1951.

2. O. Barbosa. Contribuiçao a geologia do Centro de Minas Gerais. *Min. e Mettal.*, vol. XIV, n° 79, Rio de Janeiro, 1949.

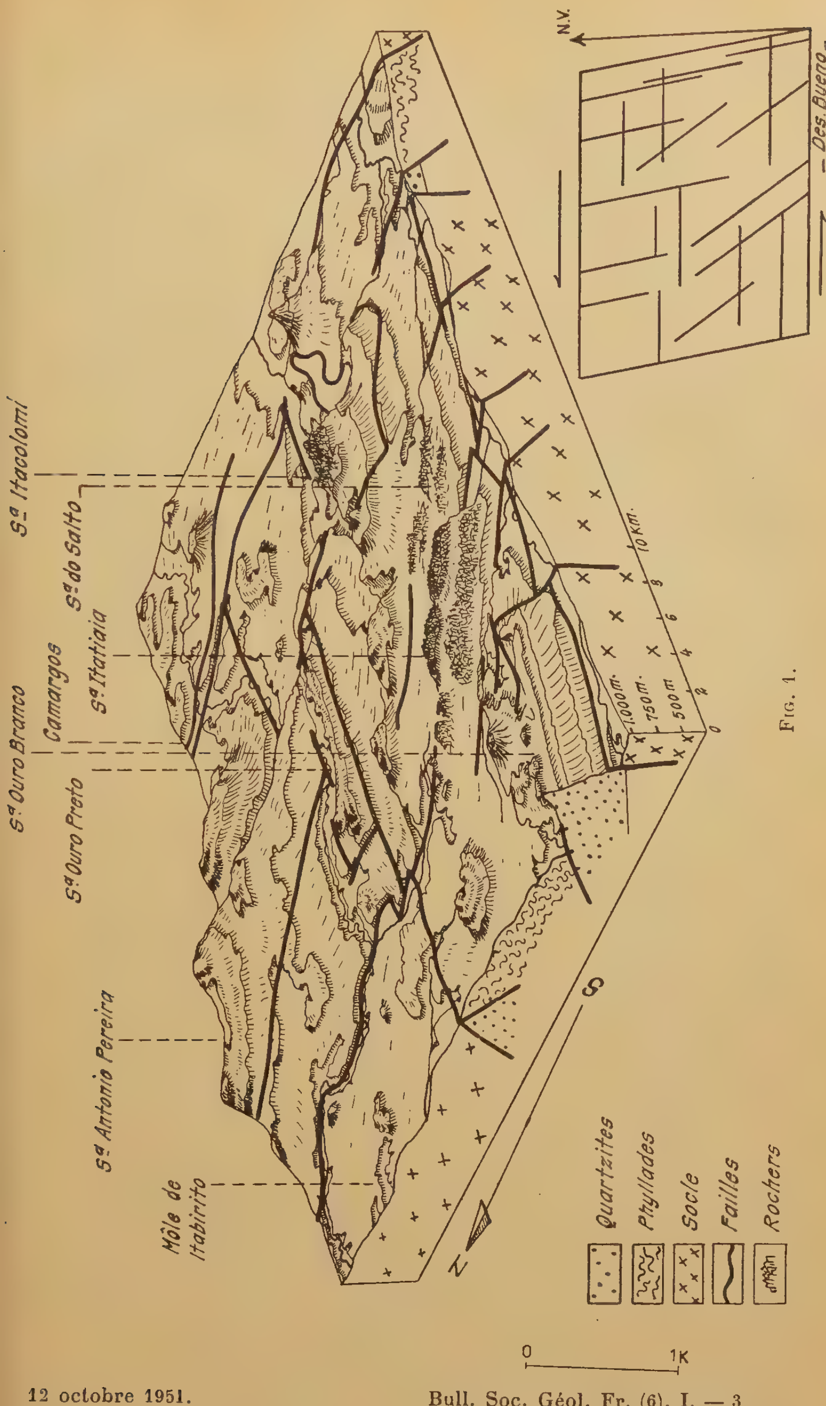
avec ou sans conglomérats, ne reposent pas toujours avec une discordance angulaire sur les phyllades de Minas sous-jacents. Il propose donc de ranger une partie de ces roches dans le niveau supérieur de la série Minas (formation Santo Antonio), revenant en cela aux idées déjà anciennes de Harder et Chamberlin. Il nous semble préférable de ne pas se confier à un critère aussi subtil pour départager deux formations de constitution pétrographique identique, de l'avis même de O. Barbosa. L'idée de faire des grès Itacolomí la formation terminale de la série Minas est en soi fort séduisante ; elle en ferait un faciès de régression d'eaux rases ou continental, ce qui conviendrait très bien à leurs caractères lithologiques. D'autre part, la présence ou l'absence d'une discordance angulaire entre ces grès et les phyllades sous-jacentes est sans doute une caractéristique locale, déterminée par l'intensité relative des mouvements tectoniques, contemporains ou postérieurs (disharmonie structurale) au dépôt des grès. On a pu constater d'ailleurs l'existence de fréquentes discordances angulaires entre les divers termes de la série Minas [1].

D'autres auteurs, P. Rolff en particulier [2], tendent à considérer les grès d'Ouro Branco comme appartenant au même niveau stratigraphique que les quartzites d'Ouro Preto (pour des raisons structurales). Toutefois, la présence à Ouro Branco de niveaux à galets rend cette corrélation difficile, puisqu'alors la formation gréseuse supérieure (Itacolomí) cesse d'exister et que nous sommes devant l'obligation d'expliquer l'origine des galets d'itabirite, roche qui se trouve normalement superposée aux quartzites inférieurs, ou tout au moins contemporaine à eux. Dans l'état actuel de nos connaissances c'est une tâche assez ardue.

En absence de levés géologiques précis à grande échelle et dans l'incertitude où l'on est encore sur la position stratigraphique exacte des diverses formations constituant la région, il n'est guère possible de donner une interprétation définitive de sa tectonique, même dans les traits généraux. Toutefois, les auteurs sont d'accord pour considérer cette région comme une région essentiellement plissée ; les opinions ne divergeant que sur la position des plis et l'intensité du plissement. Cependant, Fernando Lacour, dans son très beau travail [1], a reconnu l'existence de quelques failles importantes du type inverse, sans en tirer d'ailleurs de conséquences d'ordre général.

1. F. Lacour. Resumo da geologia da folha de Ouro Preto. Esc. Nac. Minas e Metall., Univ. Brasil, Ouro Preto, 19.

2. P. A. M. A. Rolff. Notas sobre a geologia estrutural do Municipio de Ouro Preto. *Rev. Esc. Minas*, ano XIV, nº 4, Ouro Preto, 1949.



Sª Itacolomi
Sª do Salto
Sª Itatiaia
Camargos
Sª Ouro Branco
Sª Ouro Preto
Sª Antonio Pereira
Môle de Itabirito
N.V.
Des. Bueno
10 km.
1.000m
750m
500m
0
2
4
6
8
S
N
Quartzites
Phyllades
Socle
Failles
Rochers
0
1K

Fig. 1.

Nos observations personnelles nous conduisent à une conception de la tectonique régionale très différente de la précédente [1], et en même temps conforme à celle que nous avons exposée pour d'autres parties de la chaîne de l'Espinhaço [2] (fig. 1).

La structure de l'ensemble est régie par celle du socle granito-gneissique, où l'accident dominant est la rupture par cisaillement. La couverture (phyllades, quartzites) participe du même type d'accident et, en outre, entraînée dans le mouvement plus ou moins ordonné des blocs isolés du socle, a subi des décollements et des plissements locaux plus ou moins intenses. De cette façon la région se présente comme un véritable damier de compartiments faillés.

Il en résulte que le relief est déterminé en premier lieu par la tectonique et secondairement par l'érosion (nature lithologique des roches). Chacune des crêtes, dont il a été question au début de cette note, est accompagnée par une ou plusieurs failles longitudinales et coupée à l'emporte-pièce par des failles transversales. Le réseau orographique se superpose donc au rayon des failles. Il s'ensuit que les dislocations, causes du relief actuel, ne peuvent être anciennes, bien qu'indubitablement commandées par une disposition qui l'est extrêmement [3].

Le dessin géométrique en plan du réseau des failles est représenté sur le schéma de la fig. 1. Nous croyons pouvoir y reconnaître un réseau de fractures développées dans un corps rigide soumis à un couple de forces. La position dans l'espace réel du couple (E-W ou subméridienne) ne peut être définie pour l'instant, le cadre de la région étudiée étant trop réduit. Elle ne pourra l'être que lorsque nos connaissances sur l'histoire tectonique de l'ensemble du bouclier brésilien seront plus avancées.

1. B. Brajnikov. Remarques sur la géologie de la Municipalité d'Ouro Preto. *Rev. Esc. Minas*, ano XIV, n° 6, p. 9, Ouro Preto, 1949.
2. B. Brajnikov. Essai sur la tectonique de la région à l'Est de Belo Horizonte, Minas Gerais (Brésil). *B.S.G.F.* (5), XVII, 1947, p. 321.
3. B. Brajnikov. Les grandes unités structurales du Brèsil. *Ibid.* (5), XVIII, 1948, p. 163.

Sur les Oursins de l'Éocène moyen de Çatalca-Karacaköy (Trakkya, Turquie)

par **N. Pinar** [1].

Planche I *b*.

Sommaire. — Description de faune comportant 14 espèces, dont 3 nouvelles (*Triplacidia trakyensis*, *Galeraster terkosensis*, *Euspatangus rogeri*). Toutes appartiennent aux Échinides irréguliers, sauf une (*Porosoma cribrum*).

Les Échinides qui font l'objet de ce travail proviennent de la région située entre Çatalca, sous-préfecture d'Istanbul, et Karacaköy, village au N de Çatalca. L'étude stratigraphique et tectonique de cette région a été faite par M. Akartuna, assistant de l'Institut de Géologie de l'Université d'Istanbul [2] qui a bien voulu me confier le matériel paléontologique recueilli. Je lui en exprime mes meilleurs remerciements.

Pour les déterminations, j'ai largement profité de la Bibliothèque et des collections du Laboratoire de Paléontologie du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris où, sous l'infatigable impulsion de M. Jean Roger, un Centre d'Études et de Documentation des Sciences de la Terre est organisé. Je lui exprime ma vive gratitude pour l'intérêt et l'aide qu'il a portés à mes travaux.

Les fossiles étudiés appartiennent à 3 niveaux superposés de l'Éocène. Le niveau I, le plus bas, est formé de conglomérats discordants sur des schistes cristallins, de grès et de marnes intercalés de bandes calcaires à Polypiers. Dans cette formation, riche en *Pleurotomaria kadinkoeviensis* n. sp., nous avons déterminé en abondance des *Schizaster rimosus*. Ces derniers ne sont, jusqu'à présent, connus que dans l'Éocène supérieur. On les trouve ici dans un niveau plus bas.

Le niveau II est formé de calcaires à Polypiers d'une épaisseur d'environ 100 m. Ils contiennent des *Ostrea gigantea* Sol., des *Spondylus* abondants, des *Ranina tchihatcheffi* d'Arch., des Nummulites abondantes, des *Lucina immutabilis* Mayer, des

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.
2. Akartuna. Thèse de doctorat, 1948 (*à paraître*).

Velates schmidelianus Chemn., des *Chlamys subtripartita*. La majorité de nos Échinides provient de ce niveau et c'est ici que nous trouvons mélangées les faunes de l'Éocène sup. (*Parabrissus pseudoprenaster*, *Clypeaster profondus*, *Schizaster rimosus*) et de l'Éocène moyen (*Echinolampas*, etc.). Remarquons d'ailleurs que M. Akartuna, en étudiant ces faunes, a trouvé le même mélange pour les *Ostrea*, les *Spondylus* et les *Chlamys*.

Le niveau III est une série marneuse intercalée de bandes de calcaires, de grès et de conglomérats. Les marnes sont très riches en *Pycnodonta brongnarti* Brong., en *Ostrea gigantea* et en Nummulites. Nous avons déterminé dans ce niveau les Échinides suivants : *Ech. politus* (Éoc. moy.), *Echinanthus issyavensis* (Éoc. moy.), *Clypeaster profondus* (Éoc. sup.).

Jusqu'ici les Échinides de la région considérée n'ont pas fait l'objet d'études particulières. Notons cependant qu'Arabu a trouvé dans une région voisine *Parabrissus pseudoprenaster*.

Dans leur grande majorité, les espèces déterminées appartiennent au groupe des Oursins irréguliers (12 espèces sur 14) et, dans ce groupe, elles se répartissent dans 6 familles, ce qui prouve la diversité de notre faune, malgré le nombre relativement petit d'individus.

La classification que nous utiliserons est une combinaison de celles adoptées par Lambert et Thierry [1909-1925] et par Mortensen [1928-1948].

OURSINS RÉGULIERS
(*REGULARIA = ENDOCYCLICA*)

Dans les formations tertiaires en général les Échinides réguliers, à part les *Cidaroida*, sont presque des raretés. Il est donc intéressant d'avoir découvert ici deux espèces :

— *Porosoma cribrum* (Agassiz) de la famille des *Phymosomatidae ;*

— *Triplacidia trakyensis* n. sp. (groupe de *van den heckei* (Agassiz) de la famille des *Temnopleuridae*.

Famille : **Phymosomatidae** (Pomel) Meissner 1883.

Porosoma cribrum (Agassiz 1840) (Sismonda 1843).

Cyphosoma cribrum, Agassiz [1840, p. 11].
Cyphosoma cribrum, Sismonda [1843, p. 62, pl. II, fig. 14-16].
Coptosoma cribrum (Agassiz), Cotteau [1889-1894, II, p. 487, pl. 312].
Porosoma cribrum (Agassiz), Lambert [1925, p. 66].

Un exemplaire unique, dans un état assez fruste en apparence, provient du gisement de calcaire au SW d'Inceğiz.

Dimensions moyennes de l'espèce :

	exemplaire étudié	figuration de Cotteau
Diamètre	30 mm	35 mm
Hauteur	13 —	13 —

Par ses gros tubercules, ayant sensiblement la même taille à l'ambitus dans les zones ambulacraires et interambulacraires, par ses zones porifères flexueuses, par ses 6 paires de pores par majeure, par ses tubercules secondaires rares, cet échantillon appartient, sans doute possible, à *Porosoma cribrum*.

Cette espèce est représentée dans le Bartonien de Provence, du Vicentin et de la province de Barcelone [Lambert, 1925].

Famille : **Temnopleuridae** Agassiz 1872.

Genre ***Triplacidia*** Bittner 1801.
(= ***Acrocircus*** Lambert 1911).

La position de ce genre parmi les *Temnopleuridae* est incertaine, mais son développement à l'Éocène dans les régions circum-méditerranéennes est très typique.

Triplacidia trakyensis n. sp.
groupe de *T. van den heckei* (L. Agassiz).
Pl. I *b*, fig. 2, 3 et Pl.-texte, fig. 1, 2, 4, 7 et 9.

L'échantillon unique que nous possédons (gisement de calcaire au NE de Pinarca) dépasse par la taille les formes les plus grandes connues.

Dimensions :

	exemplaire étudié	*van den heckei* dans Checchia-Rispoli	*fraasi* dans de Loriol
Diamètre maximum	120 mm	83 mm	95 mm
Hauteur	45,7 —	68 —	50 —
Dépression du péristome.	40 —		

Ces mesures montrent également que notre exemplaire est très sensiblement plus plat.

L'échantillon étudié, dont le test est en grande partie disparu, possède un contour voisin d'un pentagone régulier, arrondi aux angles. La face inférieure est sensiblement aplanie, la face supérieure est bombée mais tend à s'aplatir vers l'apex, tandis qu'elle est beaucoup plus rapidement déclive ensuite. La dépression péristomale est grande et bien marquée. Les entailles péristomales sont profondes et relativement larges. Le périprocte est rond et assez développé. Les zones

ambulacraires, beaucoup moins larges que les zones interambulacraires, n'augmentent pas sensiblement de largeur sur la face inférieure. La surface des zones interambulacraires tend à se déprimer. Les tubercules primaires observables semblent bien être crénelés, mais imperforés. La disposition trigeminée des plaques ambulacraires se voit nettement au voisinage du péristome. Sur la face inférieure les pores ont une disposition bisériée; sur la face supérieure, ils tendent à dessiner des arcs. L'appareil apical paraît monocyclique.

Notre échantillon se rapporte indiscutablement au genre *Triplacidia*. Les espèces connues sont : *van den heckei* (AGASSIZ), *veronensis* (BITTNER), *stachei* BITTNER, *fraasi* (DE LORIOL), *lorioli* (COTTEAU), *vidali* DE LORIOL, *hungarica* VOGL. Deux espèces aberrantes y sont rapportées par certains auteurs : *T. biarritzensis* (COTTEAU), *T. sickembergeri* (GAUTHIER). Les 7 premières espèces citées ne présentent entre elles que des différences assez faibles, mais aucune n'est aussi plate. *T. hungarica* VOGL. [1921, p. 128] est la plus proche de notre échantillon à ce point de vue, mais Vogl n'a pas figuré son espèce. Aucune ne semble avoir un contour aussi nettement pentagonal (la plupart sont circulaires, mais cependant *T. van den heckei* peut prendre une allure un peu polygonale). Malgré l'état quelque peu défectueux de notre spécimen turc et l'insuffisance des figurations des espèces déjà décrites, nous proposons une espèce nouvelle.

Les diverses espèces de *Triplacidia* se trouvent aussi bien dans l'Éocène moyen que dans l'Auversien de la France méridionale, de l'Italie, de l'Espagne, de l'Égypte et même de l'Inde.

OURSINS IRRÉGULIERS
(*IRREGULARIA = EXOCYCLICA*)

HOLECTYPOIDA DUNCAN 1889.

Galeraster terkosensis n. sp.

Pl. I *b*, fig. 1 et Pl.-texte, fig. 3, 5, 6.

L'unique exemplaire que nous désignons sous ce nouveau nom provient des calcaires situés au S d'Akalan.

Son état de conservation est assez bon, cependant il lui manque une partie de la région inféro-postérieure et le test est en partie détruit.

DIMENSIONS : diamètre antéro-postérieur : 51 mm ; diamètre latéral : 47,5 mm ; hauteur : 35 mm.

Le contour est légèrement ovale, régulier. C'est une forme élevée, à face supérieure bien bombée, à face inférieure aplanie, ou légère-

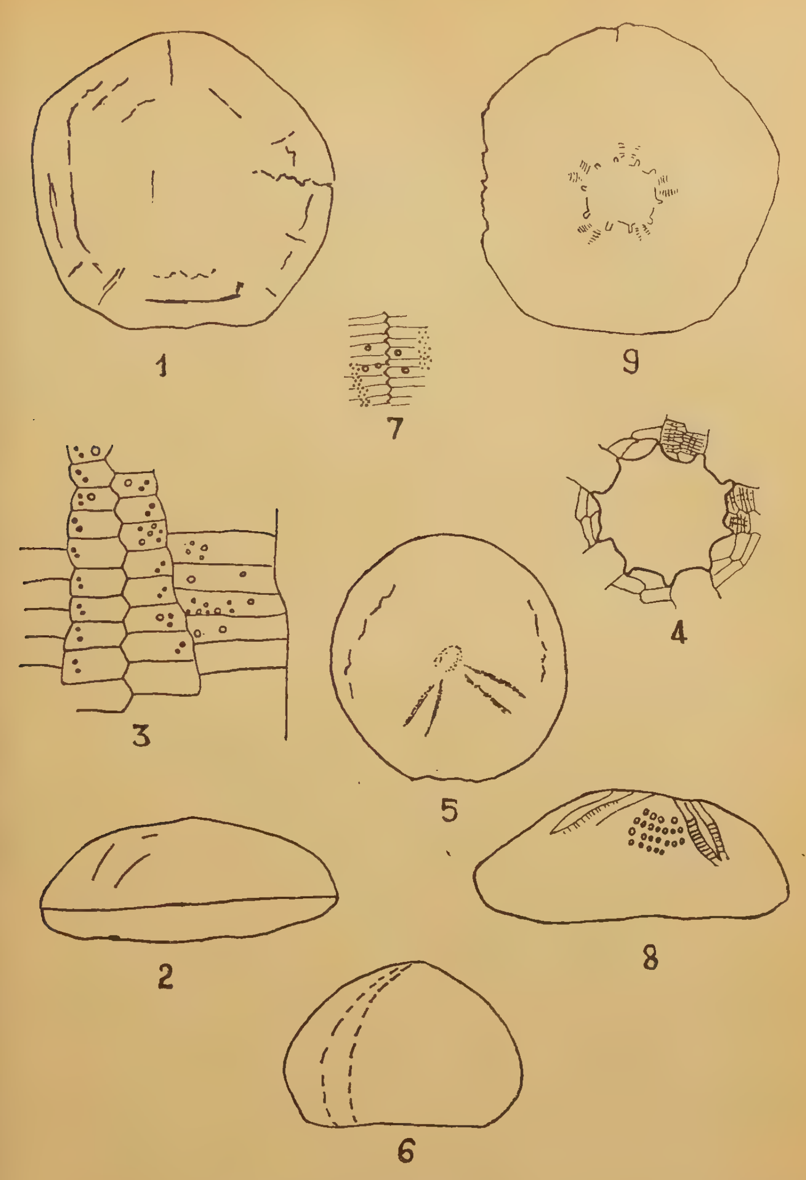


Planche-texte.

Fig. 1, 2, 4, 7 et 9. — *Triplacidia trakyensis* n. sp. Lutétien de Çatalca, Coll. Univ. Istanbul ; 1 : Face supérieure ; 2 : profil du côté droit ; 4 : zone ambulacraire ; 7 : péristome , 9 : face inférieure × environ 1/3.

Fig. 3, 5, 6. — *Galeraster terkosensis* n. sp. Lutétien de Çatalca, Coll. Univ. Istanbul ; 5 : Face supérieure ; 6 : profil du côté droit ; 3 : zone ambulacraire × 3/5 environ.

Fig. 8. — *Euspatangus rogeri* n. sp. forme renflée, vu du côté droit × 1/2 environ.

ment concave en allant vers le péristome central. Le péristome est petit, pentagonal, apparemment régulier. Le périprocte n'est pas observable (il se trouvait dans la partie détruite), mais on peut estimer qu'il était marginal ou légèrement supra-marginal.

Le test, mince, assez fortement encroûté, ne permet pas l'observation de toute sa surface. Cependant, les zones ambulacraires étroites (7 mm de largeur maxima au bord), droites, égales, peuvent être décrites. Les plaques, toutes simples, ont chacune une paire de pores arrondis, petits, égaux, disposés obliquement vers le bord externe. Les pores disparaissent vers la base du test, mais la zone ambulacraire se suit jusqu'au péristome. Chaque plaque porte un petit tubercule majeur perforé et vraisemblablement crénelé et des granules très fins, peu nombreux.

Les zones interambulacraires, beaucoup plus larges, ont de rares tubercules primaires identiques à ceux de la zone ambulacraire et de fins granules.

Sur la face inférieure l'ornementation est un peu plus dense et légèrement plus grossière.

L'appareil apical ne peut être observé en détail, mais on se rend cependant compte qu'il faisait légèrement saillie et qu'il était de faible étendue.

Le genre *Galeraster* a été défini par Cotteau [1890, p. 146, pl. XVIII] en ces termes : « test de taille assez forte, subcirculaire, arrondi en avant, régulièrement convexe au-dessus, pulviné en dessous, déprimé autour du péristome. Sommet ambulacraire excentrique en avant, aires ambulacraires égales entre elles, formées de pores simples rapprochés les uns des autres, disposées par paires d'autant plus espacées qu'elles se rapprochent de l'ambitus. Tubercules saillants écartés, épars. Péristome excentrique en avant, elliptique dans le sens du diamètre transversal. Périprocte transverse, irrégulièrement arrondi, superficiel, placé au sommet de la face postérieure, sans trace de sillon ». Nous reconnaissons là les caractères principaux de notre individu. Signalons seulement que le péristome semble plutôt pentagonal qu'elliptique et que nous ne pouvons avec certitude vérifier les caractères du périprocte.

Le génotype : *G. australiae* Cotteau est de l'Éocène d'Australie. Par la suite Lambert et Thiery ont inclus dans ce genre la *Pyrina raulini* Cotteau de l'Éocène moyen de l'Ariège. Le genre *Galeraster* est pris dans ce sens par Mortensen [1948, p. 83] qui souligne qu'il est très proche de *Pyrina* Desmoulins.

Quoi qu'il en soit, notre espèce se distingue très facilement de toutes celles de ces deux genres par sa forme élevée, sa face inférieure bien aplanie.

CASSIDULOIDA Duncan 1889.

Deux familles en sont représentées dans notre faune : *Echinolampadidae* et *Cassidulidae*.

Echinolampadidae Gray 1851.

Echinolampas politus (Lamark).

Clypeaster politus Lamarck, Lamarck [1816, t. III, p. 15].
Echinolampas politus Lmk., Desmoulins [1836, p. 348].
Clypeaster politus Lmk., Quenstedt [1875, p. 486, pl, LXXX, fig. 5].
Echinolampas politus Lmk., Cotteau [1889-1894, II, p. 46, pl. 213, fig. 3-4 ; pl. 214, fig. 7].

Les deux exemplaires examinés proviennent du gisement de calcaire intercalé dans les marnes au SE de Kalfà Köy ; un seul est mesurable.

Dimensions :

	exemplaire étudié	exemplaire d'Agassiz
Longueur.......	79,7 mm = 100	74 mm
Largeur........	67 — = 84 %	79 %
Hauteur........	35,5 — = 46 %	51 %

Notre échantillon concorde de manière satisfaisante avec les caractères généraux de cette espèce : aires ambulacraires tout à fait superficielles, zones porifères non déprimées, face supérieure régulièrement bombée. Si notre spécimen paraît un peu plus surbaissé, ce peut être attribué à un léger écrasement pendant la fossilisation.

E. politus se trouve dans l'Éocène moyen de Saint-Palais (Charente-Inf.), de Roques-Esteron (Alpes-Maritimes), pour la France ; en Espagne, il existe à Callosa dans la province d'Alicante ; en Italie, il est signalé de Sienne et de Vérone. Une forme voisine, *E. archiaci* Cotteau, est très abondante dans l'Éocène du Bordelais et se trouve en Catalogne dans un niveau Bartonien d'après Lambert [1925, p. 76].

Echinolampas escheri Agassiz.

Echinolampas escheri Agassiz, Agassiz [1839, p. 56, pl. 9, fig. 7-9].
Echinolampas escheri Ag., de Loriol [1875, p. 69, pl. 9, fig. 1-2].
Echinolampas escheri Ag., Ooster [1865, p. 77, pl. 14, fig. 3-7 ; pl. 15, fig. 1].
Echinolampas escheri Ag., Cotteau [1889-1894, II, p. 138].

Les deux exemplaires rapportés à cette espèce proviennent de gisements de calcaire au SE d'Akalan et de grès au NW de Kalfaköy.

Dimensions :

	Exemplaire I	Exemplaire II	Mesures de de Loriol
Longueur....	46 mm = 100	40 mm = 100	de 45 à 57 mm
Largeur......	38 — = 82	33,5 — = 83	83 %
Hauteur.....	23 — = 50	21,2 — = 53	48 %

Par l'ensemble des caractères mesurables et qualitatifs, nos spécimens concordent bien avec les figurations de cette espèce. La forme un peu plus élevée ne sort pas des limites de variabilité spécifique. La bouche, quoique transverse, est cependant nettement pentagonale (et non très étroite comme le dit de Loriol).

E. escheri n'est connu que par un petit nombre d'exemplaires, cependant, il semble bien se distinguer de deux espèces qui lui sont comparées : *E. eurysomus* Agassiz, de l'Éocène moyen de Suisse, est plus arrondi, son apex est moins excentrique en avant et le péristome est encore plus étroit ; *E. studeri* Agassiz, également de l'Éocène moyen, s'éloigne encore davantage par son contour discoïde, ses ambulacres beaucoup plus larges et son sommet moins excentrique.

Echinolampas affinis (Goldfuss).

Clypeaster affinis Goldfuss, Goldfuss [1826, I, p. 134, pl. XLII, fig. 6].
Echinolampas affinis (Goldf.), Agassiz [1836, p. 187].
Echinolampas affinis (Goldf.), Cotteau [1889-1894, II, p. 18, pl. 204-205].
Echinolampas affinis (Goldf.), de Loriol [1875, p. 65, pl. VII, fig. 6-8 ; pl. VIII, fig. 1].

L'exemplaire unique, du gisement de calcaire de Kalfaköy, fut passablement difficile à dégager de sa gangue. La face supérieure s'en trouve un peu détériorée.

Dimensions :

	de Loriol		adulte
Longueur.....	48 à 70 mm	= 100	50 mm = 100
Largeur		= 86 à 91	48 — = 96
Hauteur......		= 42 à 45	18 — = 36

	Cotteau âgé	Cotteau jeune	Ex. de Kalfaköy
Longueur	55 mm = 100	27 mm = 100	51 mm = 100
Largeur........	52 — = 98	25 — = 96	47,5 = 93
Hauteur	24 — = 43	12 — = 44	22 — = 43

Les mesures de notre exemplaire tombent dans les limites de variabilité indiquées par de Loriol et, d'ailleurs, les autres caractères concordent également bien. Cette espèce avait été réunie par Desmoulins, Tournouër et de Loriol à *E. girundicus* Matheron (considéré comme synonyme de *E. burdigalensis* Agassiz

par les auteurs récents [Fabre, 1939, p. 257]). Une comparaison minutieuse des échantillons a conduit Cotteau à séparer ces deux espèces, qui cependant ont beaucoup de ressemblance dans leur forme générale, la position de leur apex, dans la structure et la longueur des aires ambulacraires. Cependant, *E. affinis* sera toujours facile à distinguer de *E. burdigalensis* par sa face supérieure moins élevée et moins rapidement déclive sur les bords, par sa face inférieure toujours concave au milieu au lieu d'être plane, par le périprocte placé à la face inférieure, tandis que chez *E. burdigalensis* il est plus marginal et entame légèrement le bord postérieur.

Ces deux espèces, d'ailleurs, caractérisent, semble-t-il, l'Éocène moyen, mais *E. burdigalensis* est essentiellement localisé au Bassin d'Aquitaine, tandis qu'*E. affinis* se trouve à Cassel, en Belgique, et en Suisse.

Echinolampas burdigalensis AGASSIZ 1840.

Echinolampas affinis (pars) DESMOULINS, Desmoulins [1830, p. 344].
Echinolampas burdigalensis AGASSIZ, Agassiz [1840, p. 5].
Echinolampas girondicus MATHERON, Matheron [1867, p. 200].
Echinolampas similis COTTEAU (non AGASSIZ), Cotteau [1889-1894, II, p. 73, pl. 223, fig. 4-5 ; pl. 224, pl. 225].
Echinolampas burdigalensis AGAS., Lambert [1928, p. 136].
Echinolampas burdigalensis AGAS., Fabre [1939, p. 287, pl. IX].

Quatre de nos spécimens (provenant des gisements calcaires au S de Kalfaköy, au S de Dağyenice et au NE de Kestanelik) sont rattachés à cette espèce du Bordelais.

Leurs dimensions sont rapportées, en même temps que celles fournies par Cotteau, dans le tableau suivant :

	I		II		III		IV		V	
Longueur....	55	100	59	100	50	100	50	100	41	100
Largeur	48	83	58	98	48	96	44	88	39	95
Hauteur.....	25	45	24	41	25	50	24	48	20	49

	VI		VII		VIII		IX	
Longueur....	42,5	100	42	100	44	100	50	100
Largeur	37	82	36	85	non mes.		45	90
Hauteur.....	24,2	56	23	54	24	54	non mes.	

I : échantillon type d'après Cotteau (type de *similis*) ; II : var. de grande taille et déprimée (d'après Cotteau) ; III : var. *girundica* (d'après Cotteau) ; IV : var. allongée (d'après Cotteau) ; V : var. à aires étroites (d'après Cotteau) ; VI à IX : nos échantillons.

La synonymie de cette forme a été, après bien des hésitations, débrouillée par Lambert [1928]. La variabilité de cette espèce

fut discutée par Fabre [1939]. Nos exemplaires correspondent, particulièrement par leurs contours, leur forme haute et l'excentricité de l'apex, à la forme élevée représentée par Fabre [1932, pl. IX, fig. 4-5].

Les différences entre *E. burdigalensis* et *E. affinis* ont été indiquées là où nous avons décrit cette espèce.

Des discussions indiquées ci-dessus, il résulte qu'*E. burdigalensis* est une espèce limitée à l'Éocène moyen du Bordelais ; *E. similis* Agassiz [Agassiz, 1840, p. 5] est une forme du Bassin de Paris (Lutétien) qui doit être une simple variété de *E. calvimontanus* (Klein) que nous verrons ci-dessous.

Echinolampas calvimontanus (Klein) de Loriol 1875.

Scutum chaumontianum (pars), Klein [1734, p. 29, pl, XVIII, fig. C, D].
Echinolampas matheroni Desmoulins, Desmoulins [1870, p. 16].
Echinolampas calvimontanus (Klein) de Loriol, de Loriol [1875, p. 64].
Echinolampas calvimontanus (Klein) Cotteau, Cotteau [1889-1894, II, p. 10, pl. 202-203].

Notre matériel nous fournit en tout trois exemplaires du gisement de calcaires au SE d'Akalanköy et du SW de Dağyenice.

Dimensions :

	I		II		III		IV		V		VI	
Longueur...	39	100	45	100	41	100	41	100	45	100	44	100
Largeur....	35	90	39	86	37	90	37	89	39	85	39,8	90
Hauteur....	18	47	25	54	25	60	19	46	22	44	23,7	53

I : mensurations de Cotteau, individu jeune ; II : individu moyen (d'après Cotteau) ; III : individu conique (d'après Cotteau) ; IV à VI : nos exemplaires.

Les dimensions, comme le montre ce tableau ci-dessus, demeurent dans les limites de variabilité de l'espèce.

Les caractères sont bien ceux de *E. calvimontanus* (Klein) et non ceux de *E. affinis* (Goldfuss). En effet, le contour est nettement, quoique faiblement, rostré vers l'arrière, le péristome se trouve dans un infundibulum large, dont les bords sont légèrement déclives. *E. calvimontanus* est bien répandu dans le Lutétien du Bassin de Paris (calcaire grossier).

Echinolampas (*Macrolampas*) *baldaccii* Checchia-Rispoli.

Echinolampas baldaccii Checchia-Rispoli, Checchia-Rispoli [1806, p. 11].
Echinolampas baldaccii Checchia-Rispoli, *Id.* [1917, p. 89, pl. XII, fig. 5].
Echinolampas (*Macrolampas*) *baldaccii* Checchia-Rispoli, Lambert et Thierry [1921, p. 378].

Un spécimen, fortement déformé par écrasement, provient du gisement calcaire à l'E d'Akalan du lieu nommé Karasakal.

Il s'agit d'un individu de grande taille, à pétales larges et longs (ils atteignent les 2/3 de la hauteur à partir du sommet), ouverts à leur extrémité, à zones porifères médiocrement inégales, à floscelle peu ou pas développé. Ses mesures, comparées à celles de *E. baldaccii* donnent :

	notre spécimen		*E. baldaccii* type	
Longueur.........	115	100	102,5	100
Largeur...........	109	87	95	93
Hauteur...........	36,5?	35	56	48

Si notre spécimen paraît sensiblement plus bas, cela est dû à l'écrasement.

Cette espèce est rangée dans la section *Macrolampas* par Lambert. Mortensen [1948, IV, p. 274] admet qu'il s'agit d'un sous-genre.

Nous pouvons distinguer cette espèce de *E. suessi* LAUBE par sa forme plus allongée, par l'apex plus excentrique en avant, par les zones ambulacraires plus longues et aussi par les dimensions plus grandes.

Les seuls exemplaires figurés, à notre connaissance, proviennent des couches calcaires à intercalations argileuses de Serra Guardiola près de Isnello (Sicile), qui seraient de l'Éocène moyen.

Cassidulidae AGASSIZ 1847.

Les caractères essentiels sont : appareil apical monobasal; pétales bien développés et plus ou moins fermés à l'extrémité.

Echinanthus issyaviensis (KLEIN).

Scutum issyaviense KLEIN, Klein [1734 p. 29, pl. X, fig. *a*, *b*.],
Echinanthus issyaviensis (KLEIN) COTTEAU, Cotteau [1885-1889, I, p. 555, pl. 154-157 ; II, p. 729].

Cette espèce est sans doute la plus abondante dans notre matériel (gisement de Çatalca).

Les 5 exemplaires mesurés et les dimensions de la figuration de Cotteau sont portés dans le tableau suivant :

	I		II		III		IV		V		VI	
Longueur..	54	100	52	100	57,6	100	76	100	69,8	100	66,7	100
Largeur...	46	85	45,3	87	49	85	63	83	52,2	85	60	89
Hauteur ..	24	44	24	46	25	43	33	51	30,9	49	non mes.	

Les dimensions absolues et relatives de nos échantillons, leur contour et les caractères correspondent, de façon très satisfaisante, avec ceux de la Paléontologie française.

E. issyaviensis a longtemps été décrit sous le nom d'*Echinolampas cuvieri* (Münster *in* Goldfuss 1829); ce nom est invalidé par celui de Klein qui lui est antérieur.

Cette espèce est très répandue au Lutétien : Bassin de Paris, Loire-Inférieure, Vendée, Suisse, Allemagne et Vicentin.

CLYPEASTROIDA (L. Agassiz et Desor 1847).

Les Clypeastres, qui sont si répandus dans le Néogène méditerranéen ne font qu'apparaître au Nummulitique. Dans notre matériel une seule espèce est représentée.

Clypeaster (*Palaeanthus*) *profundus* (Agassiz) 1840. (Ooster 1865).

Laganum profundum Agassiz, Agassiz [1840, p. 6].
Sismondia profunda Desor, Ooster [1865, p. 62, pl. II, fig. 3].
Clypeaster breunigi Laube, Fabiani [1908, p. 80, pl. I, fig. 20 *a-b* (non fig. 19)].
Clypeaster profundus Agassiz, Lambert [1931, p. 201].

Du gisement de bandes calcaires dans les marnes du SE de Kalfaköy provient un spécimen unique, brisé transversalement.

Dimensions : largeur : 50 mm ; distance apex-bord postérieur : 32 mm ; hauteur : 12 mm.

Le contour est bien pentagonal, à angles arrondis, à bord postérieur légèrement convexe. Les bords sont épais et un peu contournés. La région de l'apex est peu saillante et la face inférieure est fortement concave. Les ambulacres paires postérieures, seules observables, sont très larges (plus larges que la zone interambulacraire), droites, et largement ouvertes. La zone interporifère est légèrement convexe et les zones porifères sont un peu enfoncées. La radiographie de ce spécimen nous montre bien les lamelles internes de la marge, fortes, nettement du type *Clypeaster*.

L'espèce en question appartient à un groupe intéressant du Nummulitique pour lequel Lambert avait créé la section des *Palaeanthus* [Lambert et Thierry 1909-1925, p. 209]. Mortensen [1948, p. 45] range dans la section d'*Orthanthus* des formes actuelles ayant des pétales semblables, mais dont les affinités avec les fossiles demeurent incertaines.

Nous conservons donc le nom de *Palaeanthus*, dont le type est précisément *Clyp. profundus* Ag. du Priabonien. Les caractères différenciant cette espèce des formes voisines correspondent parfaitement à ceux indiqués dans notre description. Le *Clyp. breunigi* Laube de l'Oligocène a des pétales plus étroits et marquant une nette tendance à se fermer. La forme du Pria-

bonien de San Vito de Brandola figurée sous ce nom par Fabiani [1908] est bien un *Clyp. profundus* (l'exemplaire de la figure 19 a reçu le nom de *Clyp. fabianii* LAMBERT). Cette dernière espèce est, en quelque sorte, intermédiaire entre *Clyp. breunigi* et *Clyp. profundus*. Quant au *Clyp. fourtaui* LAMBERT [1931, p. 201] du Priabonien d'Égypte, il a des bords plus minces, non contournés et des pétales moins largement ouverts.

Clyp. profundus AGASSIZ est localisé dans l'Éocène supérieur d'Italie.

SPATANGOIDA AGASSIZ 1840.

Absence de mâchoires ; péristome généralement labié, toujours sans phyllodes, plaques de l'interambulacre impair donnant sur la face inférieure un plastron.

Euspatangus AGASSIZ (= *Brissoides* (KLEIN) LAMBERT).
Euspatangus rogeri n. sp.

Pl. I *b*, fig. 4, 5 et pl.-texte, fig. 8.

Les ambulacres paires pétaloïdes, les deux fascioles (l'un péripétale, l'autre sous-anal en écusson), et l'allure générale de nos échantillons (au nombre de 13, provenant des calcaires au NE de Pinarca et à l'W de Inceğiz) les situent sans hésitation dans le genre *Euspatangus*.

Malgré une passablement grande diversité de forme nous pensons que nos spécimens appartiennent à une seule et même espèce. Les caractères généraux de ces individus de Turquie rappellent beaucoup *E. formosus* DE LORIOL [1863, p. 4, pl. I, fig. 1], dont nous rapportons quelques mesures en même temps que celles des nôtres dans le tableau suivant :

	longueur	largeur	hauteur	apex-a	périst. a
I....	78 = 100	68 = 88	non mes.	30 = 38	
II...	62 = 100	50 = 80	26 = 43		19 = 30
III...	52 = 100	40 = 80	non mes.	20 = 39	
IV...	62 = 100	52 = 83	25,5 = 42	26 = 42	13 = 21
V ...	84,5 = 100	79,8 = 92	23,3 = 27	40 = 44	25 = 30
VI...	98 = 100	80 = 80	41 = 42	44 = 45	31 = 32
VII. .	83,7 = 100	69,6 = 80	non mes.	non mes.	23,8 = 28
VIII.	78 = 100	71 = 91	non mes.	34 = 44	21 = 27

I à III : d'après les figurations de de Loriol [1881, pl. XI, fig. 2, 3, 4] ; IV : d'après un échantillon de *E. formosus* d'Égypte ; V : un de nos spécimens (forme plate) ; VI : un de nos spécimens (forme épaisse) VII-VIII : deux de nos spécimens (forme plate).

N. B. Les distances apex-bord antérieur (apex-*a*) et péristome-bord antérieur (périst. *a*) ont été prises jusqu'à la ligne tangente aux deux

parties saillantes du bord antérieur. Pour la seconde mesure on est parti du bord antérieur du péristome.

C'est une espèce de grande taille, largement ovale, arrondie et à peine émarginée en avant, un peu rétrécie et subtronquée en arrière. La face supérieure est assez plate, presque uniformément convexe, mais un peu surélevée dans la zone interambulacraire impaire. Face inférieure sub-convexe renflée en arrière dans la région du plastron, un peu déprimée dans la région du péristome. Sommet ambulacraire légèrement excentrique en avant. Sillon antérieur presque nul à la face supérieure, large et plus sensible vers l'ambitus, paraissant se prolonger jusqu'au péristome. Aires ambulacraires : paires pétaloïdes, assez effilées, presque fermées à leur extrémité; les antérieures sont très divergentes, les postérieures sont plus allongées. Les zones porifères sont déprimées, composées de pores réunis par un sillon et dont les internes sont ronds alors que les externes sont allongés. Les espaces interporifères sont légèrement renflés, un peu plus étroits que les deux zones porifères réunies. Les tubercules, assez gros, sont finement mamelonnés, crénelés, perforés, épars, apparents principalement sur les zones interambulacraires, beaucoup plus rares sur la zone interambulacraire impaire, à peu près strictement limités par la fasciole péripétale.

Péristome semi-lunaire, assez éloigné du bord antérieur, muni d'une lèvre saillante. Quelques pores simples, assez apparents, formant autour du péristome 5 doubles rangées, courtes, correspondant aux 5 zones interambulacraires.

Périprocte très large, ovale, occupant toute l'étroite troncature assez rentrante postérieure.

A la face inférieure les plaques ambulacraires des zones postérieures deviennent très grandes et forment deux très larges avenues, couvertes seulement de granulations microscopiques, avec quelques perforations et laissant un plastron relativement étroit, sensiblement caréné en son milieu.

Fasciole péripétale touchant les extrémités des aires ambulacraires paires et limitant les gros tubercules. Fasciole sous-anal formant un anneau assez large, l'espace qu'il entoure étant tuberculeux et, sur son bord interne s'ouvrent 5 paires de pores.

L'appareil apical comporte 4 plaques génitales et une madréporite piriforme s'avançant dans la zone ambulacraire impaire.

Rapports et différences. La dizaine d'exemplaires que nous possédons de cette espèce permettent de fixer ses différences par rapport à *E. formosus*. Son aspect moins cordiforme, sa grande taille, le profil de sa face supérieure, son sillon antérieur moins sensible sur la face supérieure et plus visible sur la face inférieure, sont des caractères de forme distinctifs de notre espèce. Les pétales ambulacraires descendent aussi un peu moins bas vers le pourtour, le plastron est un peu plus large et les avenues

sont moins développées ; chaque rangée ambulacraire antérieure comporte 32 paires de pores au lieu de 34.

Deux de nos échantillons provenant des mêmes niveaux, montrent des caractères identiques, mais atteignent cependant une plus grande taille et sont plus développés en hauteur, la face supérieure est plus déclive en avant et le bombement de la zone interambulacraire impaire est plus sensible, le maximum de convexité se trouve non à l'apex, mais un peu en arrière sur la zone interambulacraire impaire. Nous considérons qu'il s'agit là simplement d'une variété bombée de notre espèce.

Stchépinsky [1946, p. 133, pl. 23, fig. 17-19] indique et figure sous le nom de *E. formosus* de Loriol, de l'Éocène d'Akpinar Malatya (SE de l'Anatolie), un ou plusieurs échantillons (dans les légendes et dans le texte, l'auteur ne donne aucune précision à ce sujet et les dimensions de ses trois figurations ne concordent pas entre elles). Les figures ne permettent pas de juger en toute certitude, cependant il est fort possible qu'il s'agisse réellement d'*E. formosus* de Loriol.

Notre espèce, dans la nomenclature de Lambert [1927, p. 78] appartiendrait à la section des *Spatangomorpha*, qui, rien que dans l'Éocène, comporte 32 espèces. Dans cette section *E. formosus* se trouve dans l'Éocène moyen d'Égypte ; une autre espèce proche *E. faurai* (Lambert) est indiquée dans l'Éocène de Catalogne.

Parabrissus pseudoprenaster Bittner 1880.

Parabrissus pseudoprenaster Bittner, Bittner [1880, p. 101, pl. 6, fig 5].

Deux exemplaires provenant des calcaires gréseux au NW de Kalfaköy et des calcaires au Sud d'Akalan sont rapportés par nous à cette espèce.

Dimensions :

	Exemplaire I		Exemplaire II		Type de Bittner	
Longueur	23	100	23,5	100	21	100
Largeur	18	80	20	85	16	80
Hauteur	15	65	17	72	13	62

Par leurs dimensions absolues et relatives nos deux spécimens sont donc bien proches de l'espèce de Bittner. Le contour général, la position de l'appareil apical et du péristome, la courbure de la troncature postérieure, la saillie de l'interambulacraire impair sur la face ventrale, le profil général, sont autant de caractères concordants. La courbure de la partie supérieure, en avant de l'apex, est chez l'un de nos exemplaires (I) un peu différente, elle est plus rapide ; l'autre exemplaire a, au contraire, une courbure plus large dans cette région. Ces diffé-

rences ne doivent pas sortir des limites de variabilité de l'espèce, qui, d'ailleurs, ne semble connue que par quelques échantillons.

Les fascioles ont bien la disposition indiquée pour l'espèee de Priabona, notamment : le fasciole péripétale passe en arrière des pétales et vers l'avant descend très rapidement. Des pores manquent à la rangée antérieure de l'ambulacre pair antérieur.

Si par son allure générale cette espèce peut faire penser à un *Prenaster*, tel que *P. alpinus* DESOR, elle s'en distingue facilement par la saillie de l'interambulacre impair antérieur sur la face ventrale et par l'absence de la rangée de pores à la partie antérieure de l'ambulacre pair antérieur.

P. pseudoprenaster est une forme de l'Éocène supérieur de Priabona.

Schizaster rimosus DESOR 1847.

Schizaster acuminatus D'ARCHIAC, d'Archiac [1846, p. 203].
Schizaster rimosus DESOR, 1847, Agassiz et Desor [1847, p. 128].
Schizaster rimosus DESOR, Cotteau [1885-1889, I, p. 335, pl. 100-101].

Nous disposons en tout de 6 exemplaires, en plus ou moins bon état, provenant des grès à l'E d'Ihsaniye et au S de Podima et des calcaires gréseux à l'E de la colline de Tekkepinar.

DIMENSIONS :

	Longueur		Largeur		Hauteur	
I	43,1	100	37,3	86	24	62
II	34,1	100	30,3	88	25	72
III	32,4	100	28,4	87	non	mes.
IV	59	100	55	93	33	56
V	45	100	45	100	27	60
VI	25,5	100	23	94	17	66
VII	51	100	45	88	32	52
VIII	35,6	100	32	90	24	67
IX	23,7	100	21,4	90	18,5	78

I à III : nos exemplaires ; IV : d'après Cotteau, individu âgé ; V : individu moyen ; VI : individu jeune ; VII à IX d'après des exemplaires de Biarritz.

Les mesures et dimensions relatives de nos spécimens se rapprochent bien de celles de l'espèce, surtout si nous envisageons celles prises sur des topotypes de l'Éocène supérieur classique de Biarritz.

Les autres caractères des spécimens de Turquie concordent également bien. Par leur sillon canaliforme bien développé ils appartiennent à la section des *Schizaster* proprement dits, qui, pour l'Éocène seulement, comporte au moins 50 espèces.

S. rimosus est une forme assez commune dans l'Éocène supérieur de Biarritz, des Landes, du Var, d'Italie (Vicentin).

Conclusions.

Les 14 espèces qui constituent notre faune, avec un nombre intéressant d'individus, permettent de tirer quelques conclusions stratigraphiques.

Les trois niveaux ayant fourni notre matériel sont inégalement riches. Les grès inférieurs ne renferment que trois espèces : *Echinolampas escheri*, *Parabrissus pseudoprenaster*, *Schizaster rimosus*. Le calcaire venant immédiatement au-dessus contient l'essentiel de la faune (12 espèces), tandis qu'un banc un peu supérieur nous a fourni 4 espèces (*Echinolampas politus*, *E. baldacci*, *Echinanthus issyaviensis* et *Clypeaster profundus*).

Cette répartition dans nos gisements est vraisemblablement uniquement fonction des conditions de milieu, ou, plus probablement, des hasards de la conservation ou de la récolte. Il est donc admissible que l'ensemble de nos trois niveaux représente sensiblement le même âge, géologiquement parlant.

La comparaison avec les gisements étrangers renfermant les mêmes espèces, ou des formes affines, nous donne des indications. Neuf de nos espèces sont réputées caractéristiques de l'Éocène moyen. Les autres se trouvent dans l'Éocène supérieur.

Géographiquement, c'est l'Italie et plus spécialement le Vicentin qui offre le plus de ressemblances avec notre région ; ensuite viennent le Bassin de Paris et différentes régions méditerranéennes.

En somme, multiplicité des rapports stratigraphiques (Éocène moyen-Éocène sup.) et géographiques (Italie-Bassin de Paris), ce qui n'est pas pour nous surprendre, car les gisements étudiés se placent dans l'axe de la Mésogée et doivent, par suite, pouvoir jouer aussi bien le rôle de centre de peuplement, que celui de carrefour de migrations.

Remarquons que pour d'autres régions mésogéennes et pour d'autres groupes zoologiques, par exemple pour les Polypiers de l'Éocène des Karpates slovaques [Alloiteau, 1949], on observe les mêmes affinités multiples.

En définitive, l'âge Lutétien nous paraît le plus vraisemblable pour nos gisements, compte tenu de l'ensemble de la faune.

Tableau de répartition.

	I	II	III	B. Paris Europe NW	Italie	Biarritz	Provence	Aquitaine	Espagne	Égypte	Formes affines
Porosoma cribrun	...	+	...	...	Éo. s.	...	Éo. s.	...	Éo. s.		
Triplacidia trakyensis	...	+	...	...	...	...	...	...	...	...	Éo. méditerranéen.
Galeraster terkosensis	...	+	...	...	...	Éo. m. (*raulini*).	...	...	...	...	*G. australiae* Éo. d'Australie.
Echinolampas politus	...	...	+	...	Éo. m.	...	Éo. m.	...	Éo. f. affines		
Echinolampas escheri	+	+	...	Suisse Éo. m.							
Echinolampas affinis	...	+	...	Éo. m.							
Echinolampas burdigalensis	...	+	...	...	...	...	...	Éo. m.			
Echinolampas calvimontanus	...	+	...	Éo. m.							
Echinolampas baldacci	...	...	+	...	Éo. m.						
Echinanthus issyaviensis	...	+	+	Éo. m.	Éo. m.						
Clypeaster profundus	...	...	+	...	Éo. sup.						
Euspatangus rogeri	...	+	...	...	...	...	...	...	...	*formosus*	
Euspatangus rogeri var.	...	+									
Parabrissus pseudoprenaster	+	+	...	...	Éo. sup.						
Schizaster rimosus	+	+	...	...	Éo. s.	Éo. s.					

Explication du tableau : I, II, III correspondent à 3 niveaux superposés, de bas en haut, dans la coupe étudiée. Éo. m. = Éocène moyen. Éo. s. = Éocène supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

AGASSIZ, L. (1836). — Prodrome d'une monographie des Radiaires. *Mém. Soc. sc. Neufchâtel*, 1re éd. — 2e édit., 1837, in-8°, Paris, *Ann. Sc. nat. Zool.*, t. II.

— (1839-40). — Description des Échinodermes fossiles de la Suisse, 1re partie, *Spantangoides* et *Clypeastroides*, 101 p., 13 pl., 2e partie : *Cidaridae*, 108 p., 8 pl.

— (1840). — Catalogus systematicus ectyporum Echinodermatum fossilium Musei neocomensis, 20 p.

AGASSIZ, L. et DESOR (1846). — Catalogue raisonné des Échinides. *Ann. Sc. nat.*, t. VI-VII-VIII.

ALLOITEAU, J. (1949). — Les Coraux de l'Éocène de Bojnice-les-Bains, près de Prievidza dans les Karpates slovaques. *Prace Stat. geol. Ust.*, n° 54, 30 p., 8 pl.

BITTNER, A. (1891). — Ueber Parabrissus und einige andere altertiäre Echiniden Gattungen. *Verhdl. geol. R. A., Wien*, p. 133-144, 1 fig.

— (1880-81). — Beiträge zur Kenntnis altertiärer Echiniden-Faunen des Sud-Alpen. *Beitr. Pal. Oesterr. Ung.*, t. I, 1880, 1re partie, n° 1, p. 43-71, 4 pl. ; 2e partie, n° 2, 1881, p. 73-110, 4 pl.

COTTEAU, G. (1885-94). — Paléontologie française, 1re série. Terrains tertiaires, t. I, 672 p., 200 pl. ; t. II, 788 p., 184 pl.

— (1890). — Échinides nouveaux ou peu connus, 8e article. *Mém. Soc. zool. Fr.*, t. III, p. 123-148, 1 pl.

DAMES, W. (1877). — Die Echiniden der vicentinischen und veronisischen Tertiäreablagerungen. *Palaeontographica*, t. 25, 100 p., 11 pl.

DESMOULINS, Ch. (1836). — Tableaux synonymiques des Échinides.

DESMOULINS, CH. (1870). — Spécification et noms légitimes de six Échinolampas. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t. 37, 16 p., 2 pl.

FABIANI, R. (1908). — Paleontologia dei colli Berici. *Mem. Soc. ital. Sc.* (dette dei XL), Ser. 3 a, t. XV, 208 p., 6 pl.

FABRE, A. (1939). — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc. Essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. Bordeaux, E. Drouillard, 533 p., 12 pl., 5 dpl.

FOURTAU, R. (1901). — Notes sur les Échinides fossiles de l'Égypte. *Bull. Inst. Égypt.* (4), n° 2, p. 31-117, 6 pl.

GOLDFUSS, A. (1826-1833). — Petrefacta Germaniae. Arnz, Dusseldorf, t. I, 252 p., t. II, 128 p., 200 pl.

JANET, A. (1936). — Description de quelques Échinides sculptés du Lutétien supérieur des environs de Bordeaux. *Mém. Soc. pal. Suisse*, t. 57, 13 p., 2 pl., 16 fig.

KLEIN (1734). — Naturalis dispositio Echinodermatum.

LAMARCK, A. de (1816). — Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. Échinides, t. III.

LAMBERT, J. (1902). — Description des Échinides fossiles de la province de Barcelone. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Pal. n° 24, 128 p., 10 pl.

— (1918). — Révision des Échinides du Nummulitique de la Provence et des Alpes françaises. *Mém. Soc. pal. Suisse*, t. 43, 61 p., 2 pl.

— (1925). — Révision des Échinides fossiles de la Catalogne. *Mém. Mus. Ci. nat. Barcelona*, ser. geol., t. I, n° 1, 104 p., 4 pl.

LAMBERT, J. (1931). — Étude sur les Échinides fossiles du Nord de l'Afrique. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. VII, Mém. n° 16, 228 p. 16 pl.

LAMBERT, J. et LABRIE, J. (1912-1928). — Révision des Échinides du Bordelais. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t. 69, 188 p., 4 pl.

LAMBERT, J. et THIERRY, P. (1909-1925). — Essai de nomenclature raisonnée des Échinides. Chaumont, L. Ferrière, 607 p., 50 fig., 15 pl.

LORIOL, P. de. (1875). — Description des Échinides tertiaires de la Suisse (2e partie). *Mém. Soc. pal. Suisse*, t. 2, 140 p., 13 pl.

— (1880). — Monographie des Échinides contenus dans les couches nummulitiques de l'Égypte. *Mém. Soc. phys. Hist. nat. Genève*, t. 27, 1re partie, 148 p., 11 pl.

LOVISATO, D. (1914). — Fibularidi e Clipeastridi miocenici della Sardegna, *Boll. Soc. geol. Ital.*, t. 33, p. 485-564, 2 pl.

MATHERON, (1867).—Note sur les dépôts tertiaires du Médoc et des environs de Blaye. *B. S. G. F.* (2), XXIV, p. 200.

MORTENSEN, Th. (1928-1948).— A monograph of the Echinoidea. Copenhague et Londres. I. *Cidaroidea*, 551 p., 183 fig., 88 pl.; II. *Bothriocidaroidea*, *Melonechinoidea* and *Stirodonta*, 647 p., 377 fig., 89 pl.; III. *Aulodonta* with additions to volume two, 370 p., 197 fig. 77 pl.; III'. *Camerodonta* I, 553 p., 321 fig., 56 pl.; III''. *Camerodonta* II.

OOSTER, WA. A. (1865). — Synopsis des Échinodermes fossiles des Alpes suisses. Genève, H. Georg., 131 p., 29 pl.

SISMONDA. (1843). — Echinidi fossili del contado de Nizza.

STCHEPINSKY, V. (1946). — Fossiles caractéristiques de Turquie. M. T. A., Ankara, *Matér. Carte géol.*, n° 1, p. 80-150, 37 pl.

VOGL, V. (1921). — Nouvelles notices sur les Échinides de la Hongrie. *Földt, Közl.*, t. 50, p. 128.

LÉGENDE DE LA PLANCHE I *b*

FIG. 1. — *Galeraster terkosensis* n. sp. × 2. Portion d'aire ambulacraire. Lutétien de Çatalca. Coll. Univ. Istanbul.

FIG. 2. — *Triplacidia trakyensis* n. sp. × 1. Péristome montrant les scissures branchiales.

FIG. 3. — Portion d'aire ambulacraire du même individu. × 1.

FIG. 4. — *Euspatangus rogeri* n. sp. × 2/3. Face supérieure. Lutétien de Çatalca. Coll. Univ. Istanbul.

FIG. 5. — *Id.* Face inférieure d'un autre individu × 2/3. Lutétien de Çatalca. Coll. Univ. Istanbul.

Sur une perthite-syénite de Baïbokoum et sur une perthite-granulite de Passi (Territoire du Tchad)

par **E. Jérémine** [1].

Planche II.

Sommaire. — La syénite de Baïbokoum et le granite de Passi appartiennent à un type de roches très particulier, qui a été décrit spécialement dans quelques gisements des pays nordiques. Dépourvus de plagioclases, leucocrates, ils sont caractérisés par la présence exclusive d'un feldspath potassique imprégné de perthite. C'est le comportement et l'origine de cette perthite qui sont l'objet principal de cette note.

La syénite contient de petites quantités d'augite, de hornblende, de biotite et d'hypersthène. Le granite, à structure granulitique, renferme quelques cristaux d'augite.

Parmi les roches recueillies par Ed. Roch durant sa mission de 1949, dans la partie méridionale du Territoire du Tchad, deux particulièrement ont retenu mon attention.

Voici, sur leur mode de gisement, quelques détails communiqués par Ed. Roch : « Au S de la formation, sans doute néogène, dite des Sables de Kélo, le socle antécambrien, qui constitue le massif de Yadé, à la limite entre le Territoire du Tchad et celui de l'Oubangui, se dégage, suivant la transversale de Goré, sur la Pendé, à Pandzangué, sur la Wina. Nous l'avons touché d'abord à Passi, où, au bord de la piste, pointent des bosses d'une roche d'apparence granulitique, de couleur claire et jaunâtre.

Secondement, nous avons trouvé à Baïbokoum, soit à 80 km SW de Passi, des granites qui sont logés dans les gneiss. Dans le jardin même de l'Administration, nous avons recueilli des blocs d'une roche de couleur foncée rappelant certaines laurvikites norvégiennes. Sans en connaître le gisement exact, nous pouvons, cependant, affirmer qu'il n'est pas éloigné d'ici ».

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.

1° *La perthite-syénite de Baïbokoum*.

En effet, la ressemblance de cette dernière avec la variété sombre de la célèbre roche scandinave est frappante : elle est noir bleutée, très brillante, avec une prédominance évidente d'éléments feldspathiques. Il s'agit, néanmoins, d'une roche très différente. Les laurvikites [Brögger, 1898] (larvikites d'après la nouvelle transcription), comme on le sait, sont remarquables par la forme particulière de leurs feldspaths ; ils présentent des sections rhombiques, limitées par les faces m (110) et a^1 ($\bar{2}01$), entassées les unes sur les autres en traînées subparallèles. Mais dans la syénite de Baïbokoum, les feldspaths, aplatis également suivant la face g^1 (010), ont la forme de lames aux contours plus ou moins carrés, orientées dans des directions parallèles : sur un côté de l'échantillon, on ne voit que les larges plages (7 mm de largeur) brillantes de la face g^1, et sur la tranche, perpendiculaire à cette surface, on aperçoit une multitude de baguettes (1 cm de longueur, 3 mm de largeur) maclées suivant une macle simple et présentant la même orientation sur toute la longueur de l'échantillon. La composition chimique aussi diffère de celle de la laurvikite. La coloration foncée du feldspath et son éclat sont dus, très probablement, aux innombrables inclusions d'oligiste, dont je parlerai plus loin.

L'étude au microscope permet de distinguer une composition très spéciale. La roche ne contient qu'un seul feldspath, formant au moins 80 % des constituants ; ce feldspath est une orthose-perthite, où les fines bandes de perthite sur les faces p (001) et g^1 (010) donnent l'impression d'un ruissellement.

La microperthite est fréquente dans les roches alcalines plutoniques, mais il existe peu de gisements où la partie feldspathique soit constituée uniquement par cette association régulière des deux feldspaths.

Il est nécessaire, avant de poursuivre la description, de donner une définition de certains termes usités dans la volumineuse bibliographie sur les microperthites. Trois auteurs se sont préoccupés en particulier de cette question : Harold A. Alling, Olaf Andersen et Edmondson Spencer.

Une *microperthite* est une association régulière des deux feldspaths, qui ont l'axe c et la face g^1 (010) en commun. C'est une pénétration du feldspath potassique par une albite ou un plagioclase acide, qui, en outre, entourent souvent leur hôte. On

les distingue au microscope par des différences d'indice de réfraction, de biréfringence, d'extinctions et d'angle 2 V.

Dans la roche de Baïbokoum, on reconnaît facilement en lumière naturelle les éléments de microperthite, grâce à leur limpidité, par opposition à l'orthose, obscurcie par une fine poussière, probablement ferrugineuse.

Andersen et Alling établissent un certain nombre de types de perthite et attribuent à chacun ses conditions propres de formation : température, système (clos ou ouvert), et composition du feldspath-hôte ; ils distinguent alors : 1) les *string*, sortes de fuseaux relativement longs (de 0,1 à 1,0 mm) et fins (de 0,01 à 0,001 mm), à sections transversales rondes ou elliptiques ; 2) les *film*, fines lames à peine plus larges que 0,01 mm, dont la longueur peut atteindre plusieurs mm ; 3) les *veines*, assez grands filonnets d'albite dans le feldspath potassique (de 0,1 à 1,0 mm de largeur) généralement de plusieurs mm de longueur, traversant le cristal d'un bout à l'autre ; 4) les *taches*, de forme irrégulière, plus grandes encore que les veines, envahissant le feldspath potassique et passant à une albite homogène, parfois avec une structure en damier dans les parties maclées polysynthétiquement. Le tableau ci-joint, établi par H. A. Alling d'après plusieurs auteurs, résume ces définitions (fig. 1).

Je crois que les *string* et les *film* correspondent à la microperthite *fusiforme* décrite et analysée par A. Lacroix à Madagascar [Lacroix, 1922].

Mes observations au microscope sur la syénite de Baïbokoum, basées sur l'étude des sections orientées optiquement et cristallographiquement, notamment les sections de biréfringence maximum (face p (001)), face g^1 (010) et sections perpendiculaires aux deux clivages : p (001) et g^1 (010), m'ont permis d'établir à peu près correctement la disposition des perthites par rapport à leur hôte. Elles ne diffèrent pas des résultats fournis par les trois auteurs cités.

Section g^1. — Les fuseaux (*string*) et les lamelles (*film*) forment, en gros, un angle de 70° par rapport au clivage p (0,001) (Pl. II, fig. 2), l'angle d'extinction atteint 7° pour l'orthose et 20° pour les éléments perthitiques, les deux feldspaths étant perpendiculaires à la bissectrice n_g obtuse pour orthose et aiguë pour albite.

Section p. — Elle correspond à la biréfringence maximum pour les deux feldspaths ; elle permet de voir les fuseaux et les lamelles orientés suivant l'arête pg^1 et ayant le signe d'allongement positif.

Dans les deux cas (p ou g^1), les veines ondulées, souvent entrecroisées, s'étendent dans le même sens, mais un peu obliquement par rapport à pg^1.

Section perpendiculaire aux deux clivages p et g^1. — Elle coupe les microperthites très obliquement, d'où son apparence floue. Elle est perpendiculaire à la bissectrice n_p de l'orthose, l'angle d'extinction est égal à 0°.

Comme règle générale, le feldspath potassique est allongé suivant n_p dans les sections de biréfringence maximum et dans les sections g^1 ; suivant $n'p$ (égal à n_m) dans les sections à deux clivages, perpendiculaires à la bissectrices n_p. La microperthite est toujours transversale à l'allongement de son hôte et son signe d'allongement est n_g. Les cristaux plus petits d'orthose, englobés parfois par les grands, sont souvent bordés par le feldspath de la microperthite (Pl. II fig. 3). On observe généralement que les deux cristaux d'orthose voisins, bordés ou non par l'albite, se touchent par une surface non rectiligne ou en dents de scie (Pl. II, fig. 2), d'où partent vers l'intérieur du cristal les veines de perthites ; c'est un cinquième type de microperthite par *pénétration*.

La roche de Baïbokoum est une syénite typique. A part quelques cristaux de quartz et de feldspath-microperthite, elle contient jusqu'à 20 °/₀ d'éléments colorés, composés d'augite verte, d'amphibole, de biotite, d'hypersthène et comme minéraux accessoires : zircon, magnétite, beaucoup d'apatite.

Le quartz abonde en inclusions fines : solides, floconneuses, à très faible indice de réfraction, disséminées sans ordre, tandis que les inclusions liquides, avec bulles mobiles ou immobiles, sont alignées en chapelets.

Les minéraux colorés sont remarquables par leur corrosion mutuelle ; groupés sous forme de traînées, ils s'interpénètrent ou se moulent capricieusement. L'augite, d'un vert clair, non polychroïque (l'angle des axes 2 V ne dépasse pas 60°, l'extinction $n_g : c = 53°$), maclée, est entourée par la hornblende verte. Cette dernière borde souvent l'hypersthène et s'associe parfois en fine myrmékite avec le quartz. Elle cristallise aussi autour de la magnétite en épousant ses contours. L'hypersthène, incolore ou très faiblement coloré en plaques minces (signe optique négatif, angle 2 V environ 50°), est transformé partiellement en biotite, dont les fines lames sont logées dans les plans de clivage. On constate que primitivement c'était une bastite, modifiée en biotite sous une influence pneumatolytique. La magnétite moule parfois l'hypersthène en laissant un remplissage de quartz ou d'amphibole entre les deux minéraux (Pl. II, fig. 6). La biotite brune est nettement postérieure à tous les minéraux, ses lamelles s'implantent d'un côté du cristal d'augite ou d'amphibole et apparaissent du côté opposé avec la même orientation (Pl. II, fig. 7). Remplissant les moindres fissures, souvent elle s'étend en

éventail (Pl. II, fig. 4) ou enfin, elle cristallise aux dépens de la magnétite, l'entourant d'une couronne. De beaux cristaux d'apatite accompagnent ces minéraux. Les prismes réguliers de zircon sont peu fréquents.

En résumé, les minéraux colorés, sauf l'augite, donnent l'impression d'être venus en dernier lieu, choisissant des endroits où l'augite, déjà établie, leur offrait une plus facile pénétration.

Une très faible proportion de quartz et de minéraux colorés, en présence de feldspath exclusivement alcalin, permet de caractériser cette roche comme une *syénite*. On verra que l'analyse chimique ne donne pas des résultats aussi nets que l'étude au microscope.

2° *La granulite-perthite de Passi.*

M. Ed. Roch a recueilli à Passi, 80 km au NE de Baïbokoum, dans le socle précambrien, une granulite. De grain plus fin que la syénite de Baïbokoum, elle est de couleur jaunâtre et riche en quartz granulitique et en *microcline-microperthite*. Le type de cette perthite est différent de celui de la syénite : ce sont surtout de larges veinules (Pl. II, fig. 5). (E. Spencer signale que les formes fines de microperthite sont caractéristiques de l'orthose et que les grosses veines d'albite ont été observées surtout dans le microcline). Les fuseaux et les lamelles sont peu abondants et extrêmement fins. Les veinules, agrandies par une corrosion posthume et une néocristallisation (albitisation) se présentent en *damier*. Ce terme est employé par O. Andersen [1928. Pl. IV, fig. 1] pour désigner la perthite formant des taches à macles polysynthétiques et disposées d'une façon intermittente. J. de Lapparent [1909, p. 73, fig. 3, 4 et Pl. I, fig. 1] a donné le nom d'albite de *substitution* à cette albite de remplacement. Dans la granulite de Passi, elle est soit pure, soit à 15 °/₀ d'anorthite. La roche est presque hololeucocrate. Les barylites sont représentés par très peu d'augite verte ayant une biréfringence intermédiaire entre l'ægyrine et l'augite, l'extinction 32° par rapport à n_p, la dispersion $\rho > \upsilon$, l'angle 2 V grand, le signe optique positif. Le sphène et quelques cristaux de zircon sont des minéraux accessoires.

C'est donc un perthite-granite leucocrate à structure granulitique.

L'intérêt de ces roches réside dans la composition et la structure de leur feldspath, uniquement sodi-potassique, cristallisé

sous forme de perthite eutectoïde. Il existe dans la granulite de Passi de petits cristaux isolés d'oligoclase acide, qui sont produits certainement par un phénomène de remplacement, mais dans le stade tardif, qui suppose un apport de soude et peut-être de chaux.

Perthites.

L'origine des microperthites, leurs formes et leurs dispositions dans les cristaux de feldspath, ont donné lieu à de très nombreuses publications et discussions. Harold, A. Alling [1932] a publié une mise au point résumant tout ce qui a été observé par lui-même, Olaf Andersen [1928], E. Mäkinen [1917], E. Spencer [1945], S. Kôsu et S. Saïki [1925], J. H. L. Vogt [1926] et plusieurs autres. Il a proposé une classification des perthites basée

1	2	3	4	5	6	7
Température	Système	Conditions	Type de Perthite	Formes et dimensions de Perthite	Compositions	Feldspaths
Haute		Magmatique			Porphyrique (K F)	Sanidine Barbierite
	Fermé		Fuseau		Na F — Ca F Plutonique	Orthose Albite
		Deutérique	Film			
Intermédiaire			Veine		Pegmatitique	Microcline Analbite
		Pneumatolytique Hydrothermale	Tache			
	Ouvert				Druse	
					Adulaire	Adulaire Cleavelandite
Basse		Filonienne	Bande			

FIG. 1. — Classification des Perthites d'après ALLING.

sur la différence de leur forme, compte tenu de la température (haute, intermédiaire, basse), du système (clos ou ouvert), de la composition chimique et du type du feldspath (sanidine, orthose, albite, microcline, adulaire). Il a réuni toutes ces données dans un tableau (fig. 1 du texte). Les microperthites peuvent être divisées en : 1) magmatiques, 2) deutérogènes, (formée durant le der-

nier stade de la cristallisation du magma), 3) pneumatolytiques, 4) hydrothermales.

Microperthites magmatiques. — Ce ne sont pas des mélanges eutectiques mais des *eutectoïdes*, cristallisés par exsolution (immiscibilité) d'une solution solide en présence de deux phases solides. Les différences de tensions et de dilatations, inévitables dans les systèmes monoclinique et triclinique, donnent lieu, pendant le refroidissement, à la formation de fissures de retrait, siège futur des éléments de perthite.

Microperthites deutérogènes. — Une roche ignée, en voie de cristallisation, comporte, pendant un certain temps, des cristaux solides et un liquide. Ce dernier est susceptible de remplir les fissures de retrait ou de clivages et de donner naissance à une association minérale de composition différente. Le système reste clos, car rien n'est apporté du dehors.

Microperthites hydrothermales. — C'est, au contraire, un phénomène appartenant à un système ouvert. Les solutions attaquent le minéral en venant du dehors, elles remplissent les fentes et les plans de séparation d'un minéral en voie de cristallisation et se présentent au moment de la consolidation comme des associations. Finalement, le feldspath primitif peut être entièrement remplacé.

Il existe encore, d'après Alling, les perthites de *pénétration*. Nous avons vu, par les descriptions et sur les photographies (Pl. II, fig. 9), que les cristaux perthitisés de feldspath se touchent suivant des contours crénelés, pénétrant l'un dans l'autre. Les perthites pénétrantes sont formées par des *veinules* d'Andersen.

Toutes ces formes de perthitisation se superposent parfois et sont difficiles à distinguer les unes des autres.

Dans les deux roches africaines, spécialement dans la granulite, le feldspath potassique est trouble, rempli d'une fine poussière ferrugineuse, tandis que les éléments perthitiques restent limpides ; c'est du reste un cas général, au moins pour les perthites que j'ai observées.

Une particularité de l'orthose de Baïbokoum est sa richesse en lames d'hématite, brune et transparente. Elles sont disposées sans ordre apparent dans les sections de biréfringence maximum du feldspath (001) et montrent des formes très variées (Pl. II, fig. 1) : lamelles hexagonales, baguettes entières ou tronçonnées, aiguilles ou pointes. Cependant, elles sont plus fréquemment couchées dans le plan du clivage g^1, comme on peut le voir dans la zone perpendiculaire à pg^1. C'est probablement à ces inclusions que le feldspath doit sa teinte sombre et son brillant.

O. Andersen [1915] a constaté, en étudiant cristallographiquement et optiquement l'hématite incluse dans l'aventurine, que ses lames sont disposées suivant les formes cristallines simples : (112) (11$\bar{2}$), (150), (1$\bar{5}$0). Les deux premières donnent les reflets sur la face p (001), les deux autres sur g^1 (010). La forme et les dimensions des cristaux sont variées. Ils atteignent 3,5 mm de longueur, mais souvent sont submicroscopiques ; l'épaisseur, faible, ne dépasse pas 500-50 mμ ; le polychroïsme n'apparaît pas. Chauffés jusqu'à 1235° C, ils restent sans changement mais à partir de ce point ils fondent, en formant un mélange vitreux avec le feldspath.

A. Johnsen [1911] a signalé que la couleur rouge du microcline de Perth est due aux inclusions d'hématite. Les oxydes de fer, dissous dans le feldspath sodopotassique initial, s'en séparent par exsolution au moment de la cristallisation du microcline, et sont ensuite déposés sur place, mais avant la formation des perthites, dont la cristallisation commence à une température plus basse que la formation du microcline.

A. Mäkinen [1917], qui a passé en revue une infinité de roches nordiques à feldspath perthitique, arrive aux mêmes conclusions.

Origines des perthites. O. Andersen, Kôsu et Saïki, E. Spencer ont discuté du mode de pénétration des éléments perthitiques dans le feldspath potassique.

Kôsu et Saïki ont établi expérimentalement le maximum et le minimum de dilatation dans les feldspaths en les chauffant jusqu'à la température de 1100° C et en les refroidissant de 1100° jusqu'à la température ordinaire. Ils ont trouvé que le maximum de dilatation se produit suivant l'axe cristallographique a ; il est orienté dans le plan de symétrie à 18-20° par rapport à la face p (001), le minimum est parallèle à l'axe b. Les perthites sont orientées suivant la direction perpendiculaire au maximum de dilatation.

O. Andersen [1928] considère que les fissures de retrait, au moins en ce qui concerne les granites et les pegmatites, se forment dans les feldspaths par un refroidissement lent et ne possèdent d'abord qu'une épaisseur capillaire (0,02 à 0,001 mm). Le liquide peut s'introduire dans ces fentes avec une très faible vitesse, selon la plus ou moins grande viscosité du milieu, elle sera plus grande pour les solutions contenant de l'eau que pour les silicates fondus ; pratiquement les fissures de cette petite dimension seront imperméables pour les liquides visqueux. Il n'y aura dans ces conditions que les émanations magmatiques sous pression qui parviendront à y pénétrer. Les veines de per-

thite sont cependant beaucoup plus larges que ces fissures capillaires initiales. Il est dès lors évident que les solutions d'une autre composition que le feldspath potassique corrodent le microcline en y pénétrant péniblement ; à ce moment précis commence la cristallisation de l'albite. Les *strings* apparaissent en premier lieu, les *film* se forment plus tardivement.

E. Spencer [1945] s'oppose catégoriquement à ces arguments. Les veines de perthite sont, d'après lui, les résultats d'exsolution, elles s'élargissent par une coalescence de petits éléments perthitiques dans un feldspath qui est à l'état semi-plastique. La formation des fissures de retrait est impossible en un pareil moment. Il croit que les *strings* et les *films* sont produits par exsolution, les *veines* et les *taches* par recristallisation et replacement.

Gisements connus de perthite-syénite.

Le nom de perthite-syénite a été donné par Per Geijer [1930] à une roche constituant la majeure partie d'un massif ancien, intrusif, dans le Précambrien de la région Kiruna-Gällivare-Pajala, célèbre par ses gîtes de fer. Cette syénite est composée presque entièrement par une « eutectoperthite ». Elle représente un faciès de variation dans une série qui a évolué dans deux directions : 1) du gabbro normal vers le granite, séparés par des stades où on voit apparaître du microcline, du quartz et du plagioclase plus sodique ; 2) de la syénite à feldspath perthitique et plagioclase vers le granite perthitique, série caractérisée par la disparition graduelle du plagioclase et le développement du quartz. Les syénites perthitiques jouent dans les deux groupes le rôle principal. Les minéraux colorés de cette syénite sont : la hornblende, l'augite, la biotite, le sphène, l'ilménite et l'hypersthène (rencontrée dans un gisement seulement, à Viikusvaara).

V. M. Goldschmidt [1916] a décrit un massif intrusif dans la région de Bergen-Jotun en Norvège, où une perthite-syénite occupe une place importante, représentant cependant un faciès de variation. Dans le centre du système se trouve une norite à feldspaths calcoalcalins et alcalins. Elle passe d'une part aux types mélanocrates et holomélanocrates (norites, gabbros, dolérites à olivine, pyroxénites, péridotites), d'autre part aux monzonites (mangérites), syénites à hypersthène et biotite, enfin, aux granites, caractérisés par des feldspaths microperthitiques (l'élément perthitique est un plagioclase acide).

Les mangérites et le *natron-syénite* de la région de Bergen

étudiés par C. F. Kolderup [1903], riches également en microperthites, appartiennent certainement au même type.

Les deux roches provenant du Sud du territoire du Tchad — la syénite de Baïbokoum et la granulite du Passi — comme on peut le déduire de leur composition minéralogique, ont été formées dans les mêmes conditions physico-chimiques de profondeur et de température. L'étude plus détaillée sur le terrain permettrait, sans doute, de préciser si elles figurent un cas isolé ou un chaînon dans une différenciation magmatique, pareillement aux syénites de la Norvège et de la Suède.

Voici les analyses de la syénite de Baïbokoum et celles de Norvège et de Suède à titre de comparaison.

Analyses chimiques.

	1	2	3		1	2	3
SiO_2	61.12	61.93	62.60	SiO_2 libre.	4.50	2.10	0.18
Al_2O_3 ...	15.15	17.41	18.39	Or.......	33.92	36.70	47 26
Fe_2O_3 ...	1.93	1.16	1.99	Ab.......	34.06	42.97	44.54
FeO	3.10	3.74	1.24	An.......	6.12	6.39	2.78
MnO....	0.07	0.18	0.04	$CaSiO_3$...	4.29	0.93	—
MgO....	3.40	0.73	0.01	$MgSiO_3$...	2.90	0.30	—
CaO.....	4.05	2.14	0.72	$FeSiO_3$ ...	1.06	0.66	—
Na_2O....	4.00	5.07	5.28	$MgSiO_3$...	5.60	1.50	—
K_2O.....	5.70	6.16	7.96	$FeSiO_3$ ...	1.85	4.22	—
TiO_2....	0.85	0.78	1.11	Ma	2.78	1.86	0.70
P_2O_5....	0.47	0.32	0.16	Ilm.......	1.52	1.52	2.13
H_2O-..	0.10	0.08	—	Ap	1.34	0.64	1.60
HO_2+..	0.30	0.37	0.41	Calcite...	n.d.	0.20	0.34
				An %....	15	13	6
	100.24	100.38[1]	99.95[2]	Σ b......	21.3	11.6	4.77

1. Syénite à augite, amphibole, biotite et hypersthène ; lac Tchad ; II. 5. (1) 2. 3 ; Lab. de C. N. R. S.
2. Hypersthensyenit ; Suletind, Norvège ; I (II). 5. (1) 2. 3 ; O. Röer *in* V. M. Goldschmidt.
3. Perthite-syénite ; Mont Tjakel, Suède ; I. 5. 1. 3 ; G. Assarsson *in* P. Geiger.

Les perthites-syénites types, décrites par P. Geijer (analyse 3) sont hololeucocrates, pauvres en MgO et CaO. Les syénites avec moins de 10 % de femiques renferment dans cette région une quantité importante de quartz (15 % d'après l'analyse chimique) et passent soit aux perthites-syénites à plagioclase, soit aux perthites-granites (identiques

1. BaO : 0.21 ; CO_2 : 0.08 ; S : 0.02, y compris.
2. S : 0,04.

probablement à la granulite de Passi). La singularité de la syénite de Baïbokoum, qui lui mérite presque une place spéciale, réside dans sa relative richesse en femiques, jointe à l'absence totale de plagioclase. La composition chimique et minéralogique la plus rapprochée de la roche de Baïbokoum est certainement celle de la syénite à hypersthène décrite par V. M. Goldschmidt à Suletind en Norvège (analyse 2). Son feldspath est une perthite, elle contient de l'hypersthène et de la biotite. La différence se voit dans la teneur en Al_2O_3, MgO et CaO et s'explique facilement par une plus grande quantité de feldspath dans la roche norvégienne et une quantité moindre de minéraux magnésiens et calciques. La syénite de Baïbokoum contient non seulement l'hypersthène et la biotite mais encore de l'augite et de la hornblende. Il me semble, pourtant, clairement démontré que la biotite, l'hypersthène et la hornblende ne sont pas entièrement primaires : ils sont venus s'ajouter, par voie pneumatolytique, ce qui est particulièrement évident pour la biotite. L'unique minéral coloré de la granulite de Passi qui a échappé à cette influence est de l'augite.

OUVRAGES CITÉS

Alling, Harold, A. (1932). — Perthites. *Amer. Miner.*, vol. 17, p. 143.

Andersen, O. (1915). — Aventurine Feldspar. *Am. J. Sc.*, vol. 40, p. 351-398.

— (1928). — The genesis of some types of Feldspar from granite Pegmatites. *Norsk geol. Tidsk.* Bd. X, p. 116.

Brögger (1898). — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiana.

Geiger, Per (1931). — *Sverig. geol. Unders.*, Ser. C, n° 366, Årsb. (1930), 24, p. 199.

Goldschmidt, V. M. (1916). — *Skrif. Vidensk. Kristiania, M.-N. Kl.*, Bd. I, p. 42.

Johnsen, A. (1911). — *Centrbl. Min.*, p. 369.

Kolderup, C. F. (1903). — *Bergens Mus. Aarb.*, n° 12 (cité d'après Goldschmidt).

Kôzu, S. et S. Saïkï (1925). — The thermal expansion of Alkalifeldspar. *Sc. Rep. Tôhoku Imp. Univ.*, ser. III, vol. II, p. 203.

Lacroix, A. (1922). — Minéralogie de Madagascar, t. II, p. 363.

Lapparent, J. de (1909). — Thèse. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 32, p. 174.

Mäkinen, E. (1917). — Uber die Alkalifeldspäte. *Geol. Fören. Förh.*, Bd. 39, H. 2, p. 121.

Spencer, E. (1945). — Myrmekite in graphic Granite and in vein Perthite. *Miner. Mag.*, vol. XXVII, n° 189, p. 79.

Vogt, J. H. L. (1926). — *Norsk. Vidensk. Ak. Oslo. M.-N. Vid.*, p. 87.

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

Fig. 1. — Inclusions d'oligiste dans l'orthose-perthite. Baïbokoum. L. N. gross. 200.

Fig. 2. — Strings et film. Baïbokoum. N. + Gross. 54.

Fig. 3. — Bordure de perthite autour d'une inclusion d'orthose-perthite. Baïbokoum. Gross. 54.

Fig. 4. — Néoformation de biotite s'étalant en éventail. Baïbokoum. L. N. Gross. 60.

Fig. 5. — Veinules perthitiques dans le microcline. Passi N. + Gross. 54.

Fig. 6. — Hypersthène bordé d'une dentelle d'amphibole et d'une zone de magnétite. Baïbokoum. L. N. Gross. 93.

Fig. 7. — Lames de biotite bordant l'amphibole. On aperçoit un petit cristal d'augite inclus dans l'amphibole. Baïbokoum. L. N. Gross. 30.

Sur les gisements a Spongiaires siliceux du Jurassique supérieur français

par **Lucette Lagneau-Hérenger** [1].

Sommaire. — Cette note est une mise au point de l'état actuel de nos connaissances sur les gisements à Spongiaires siliceux du Jurassique supérieur français. Elle contient les listes des Spongiaires fournis par des gisements nouveaux de l'Ardèche, de Savoie et du Poitou et la description de deux nouvelles espèces d'Hexactinellides. Un tableau donne les espèces connues dans tous les gisements français et montre que la faune spongiologique jurassique est très homogène.

Si les Spongiaires siliceux du Jurassique supérieur ont fait l'objet d'études importantes à l'étranger, par contre, en France, ils sont mal connus et ils n'ont jamais donné lieu à un travail d'ensemble.

Ainsi, pour la Pologne, nous avons les études de Siemiradzki, pour le Jura souabe celles de Kolb, pour le Jura suisse celles d'Oppliger, et enfin, celles plus récentes de Schrammen pour le Sud de l'Allemagne.

J'ai apporté, pour ma part, une faible contribution à l'étude de ces faunes spongiologiques étrangères avec les descriptions d'échantillons provenant du Jurassique supérieur de la Catalogne [2].

En France, par contre, seuls les gisements de Trept (Isère) et de la Voulte (Ardèche) ont été étudiés par M. L. Moret. Depuis j'ai eu l'occasion d'énumérer les espèces provenant de l'Argovien des environs de Morez (Jura) et je veux aujourd'hui donner la liste des genres et espèces provenant de gisements nouveaux : ceux de Chanaz (Savoie) et de Chomérac (Ardèche) dont l'étude m'a été confiée par M. Breistroffer et ceux découverts dans le Poitou par J. Fradin qui m'a aimablement communiqué ses échantillons.

J'ai déterminé aussi de nouveaux échantillons rapportés de Trept et de la Voulte, et parmi ces derniers j'ai trouvé une espèce nouvelle dont je donnerai la description.

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.
2. Quelques échantillons argoviens ont été décrits aussi par M. L. Moret dans son étude sur les Spongiaires de Catalogne.

Tithonique de Chomérac (Ardèche) fournit des Hexactinellides et des Lithistides. Parmi les premières, ce ne sont que des *Hexactinosae*, formes chez lesquelles le réseau squelettique est formé d'hexactines à nœuds pleins. Ce sont :

Craticularia parallela Goldf., *C. clavaeformis* Etall. sp., *C. subclathrata* Dum. sp., *C. cuspidata* Oppl., *Sporadopyle obliqua* Goldf. sp., *Tremadictyon reticulatum* Goldf. sp., *Porospongia marginata* Münst. sp., *P. impressa* Münst. sp., *P. fungiformis* Goldf. sp., *Verrucocoelia verrucosa* Goldf. sp.

Ce gisement ne fournit que deux Lithistides, appartenant au groupe des Rhizomorines :

Cnemidiastrum rimulosum Goldf. sp. et *C. stellatum* Goldf. sp.

Callovien supérieur de Chanaz (Savoie) donne deux Hexactinellides, dont une *Hexactinosa : Porospongia fungiformis* Goldf. sp., et une *Lychniscosa : Trochobolus dentatus* Kolb.

Argovien de Trept. J'ai également déterminé un grand nombre d'échantillons provenant de Trept et parmi ceux-ci j'ai trouvé de nombreuses Hexactinellides pour une seule Lithistide. Ce sont :

Hexactinellides. — A) *Hexactinosae : Craticularia cuspidata* Oppl., *C. subclathrata* Etall. sp., *C. clavaeformis* Oppl., *C. Rollieri* Oppl., *Sporadopyle tenuis* Oppl., *S. obliqua* Goldf. sp., *S. fungiformis* Goldf. sp., *Porospongia marginata* Münst. sp., *P. impressa* Münst. sp., *Casearia articulata* Kolb, *Stauroderma* cf. *birmensdorfense* Oppl., *Tremadictyon reticulatum* Goldf. sp., *T. rimulosum* Goldf. sp.

B) *Lychniscosae : Cypellia rugosa* Goldf. sp., *C. calyciformis* Oppl., *Discophyma Etalloni* Oppl., *D. laevigatum* Oppl., *D. Marcoui* Oppl., *Pachyteichisma minor* Oppl., *P. Gressly* Etall. sp., *Trochobolus cylindratus* Oppl.

Lithistide : Une Rhizomorine : *Cnemidiastrum rimulosum* Goldf. sp.

Gisements du Poitou. Les Spongiaires siliceux découverts par J. Fradin proviennent de Niort, Aiffres, Raix et Pamproux. Ses études sur les Ammonites lui ont permis de conclure que l'Argovien comprenait deux zones :

une zone inférieure ne contenant que l'*Ochetoceras canaliculatum* (zone à *Peltoceras transversarium*),

et une zone supérieure à *O. raixence* Fradin.

Ces deux zones fournissent des Spongiaires et le gisement le plus riche est celui de Niort.

Argovien de Niort (Deux-Sèvres). Ce gisement fournit de nombreuses Hexactinellides (*Hexactinosae* et *Lychniscosae*) pour une

seule Lithistide et parmi les *Hexactinosae* nous avons à signaler la présence d'une espèce nouvelle dont la description suivra la liste des espèces données par chacun des gisements du Poitou.

Hexactinellides. — A) *Hexactinosae : Craticularia parallela* GOLDF. sp., *C. clavaeformis* ETALL. sp., *C. subclathrata* ETALL. sp., *C. cuspidata* OPPL., *Sporadopyle obliqua* GOLDF. sp., *S. tenuis* ETALL. sp., *S. flabellum* ETALL. sp., *S. intermedia* OPPL., *Porospongia fungiformis* GOLDF. sp., *P. globosa* OPPL., *P. impressa* MÜNST. sp., *P. ramosa* nov. sp., *Tremadictyon reticulatum* GOLDF. sp., *Verrucocoelia verrucosa* GOLDF. sp., *V. ramosa* OPPL., *Stauroderma explanatum* HINDE cf. *Sphenaulax costata* GOLDF. sp.

B) *Lychniscosae : Pachyteichisma crassicosta* OPPL., *Discophyma rugatum* OPPL., *Trochobolus dentatus* KOLB, *T. cylindratus* OPPL., *Cypellia verrucosa* OPPL., *C. rugosa* GOLDF., sp., *C. calyciformis* OPPL., *Lychniscaulus vannus* SCHRAMMEN, *Microblastidium* sp.

Lithistide : Une Rhizomorine : *Cnemidiastrum rimulosum* GOLDF.

Argovien d'Aiffres. A fourni trois *Hexactinosae : Craticularia cuspidata* OPPL., *Craticularia clavaeformis* ET. sp., *Stauroderma* sp.

Argovien de Raix : Une *Hexactinosa : Tremadictyon* sp., et deux *Lychniscosae : Discophyma* sp. et *Trochobolus* sp.

Argovien de Pamproux : Une *Hexactinosa : Tremadictyon* sp.

Porospongia ramosa nov. sp.

Fig. 1.

Éponge en tube, de 8 cm de haut et de 1,5 cm de diamètre, pourvue de courtes ramifications terminées chacune par une large ouverture circulaire, semblable aux gros pores arrondis qui ornent la surface des *Porospongia*. Ces rameaux, courts et trapus, ressemblent aux verrues qui ornent la surface des *Verrucocoelia* mais on ne trouve pas chez ces dernières les larges ouvertures terminales qui existent ici. Les petits tubes portant ces pores sont disposés suivant quatre rangées longitudinales et alternent d'une rangée à l'autre, ce qui fait ressembler cette Éponge à celle décrite par Oppliger [1926-27, p. 13, pl. I, fig. 3], sous le nom de *Sporadopyle botryoides* OPPL. L'espèce de *Porospongia* la plus proche est *Porospongia tubiformis* OPPL. [Oppliger, 1926-27, p. 27, pl. I, fig. 8], espèce également tubulaire, mais où les pores débouchent

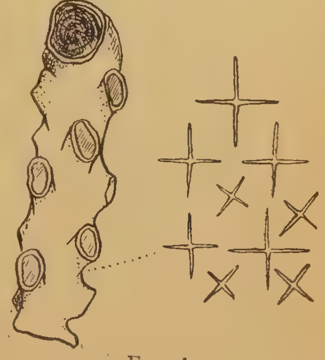


FIG. 1.
Porospongia ramosa nov. sp.
a : Vue d'ensemble ;
b : Stauractines de la surface.

directement sur les parois, au lieu d'être, comme ici, supportés par de petits pédoncules.

Le squelette, calcifié, laisse cependant voir, par transparence sur une surface polie, des traces d'hexactines à nœuds pleins. Par contre, des stauractines, bien visibles à la base de quelques rameaux, m'ont permis de placer avec certitude l'unique échantillon étudié dans les *Porospongia*, genre qui groupe les Éponges à réseau d'*Hexactinosa*, pourvues de larges pores s'ouvrant sur un cortex semé de stauractines.

1 échantillon de Niort.

Callovien de la Voulte (Ardèche). Des échantillons que j'ai étudiés à l'Institut de Géologie de Grenoble m'ont fourni une espèce nouvelle, en parfait état de conservation comme tous les échantillons de ce gisement : *Trochobolus perfectus* n. sp.

Trochobolus perfectus nov. sp.

Fig. 2.

Éponge cylindrique qui devait atteindre une grande taille puisque l'échantillon étudié, brisé à la base, mesure encore 9 cm de hauteur, a un diamètre de 7 cm et des parois de 2 à 2,5 cm d'épaisseur. Le sommet de l'Éponge est déprimé et dans le fond de cette dépression débouche la cavité pseudogastrique. Ce caractère différencie déjà cette espèce des autres (*T. dentatus*, *texatus*, *suevicus*) chez lesquelles le sommet est au contraire arrondi, ce qui donne à l'Éponge une allure de toupie.

La surface du cylindre est ornée des épaississements irréguliers caractéristiques de ce genre. Cependant ce ne sont pas ici les petites dents, relativement régulières et en disposition alterne, qui ornent les parois de *Trochobolus dentatus* Kolb, ni les circonvolutions céréboïdes de *Trochobolus texatus* Goldfuss sp., ni même les rides profondes et serrées de *T. suevicus* Schrammen. Ces épaississements sont ici intermédiaires entre ceux de *T. dentatus* et ceux de *T. texatus*[1], plus irréguliers que chez le premier, mais moins importants que chez l'autre. Cette surface est moins tourmentée que chez *T. cylindratus* Oppliger. Entre ces épaississements débouchent de tout petits pores, peu visibles ici, et qui se continuent dans l'épaisseur des parois par des canaux irrégulièrement anastomosés.

Le squelette est parfaitement conservé et s'est dégagé entièrement par attaque à l'acide. Ce squelette est constitué par un réseau d'hexactines moyens à lychnisques très nets, comparables comme taille à ceux de *T. suevicus* Schrammen et, par conséquent, plus grands que ceux des autres espèces. En surface, ces hexactines s'épaississent,

1. On trouvera une description détaillée de ces espèces dans Schrammen. Die Kieselspongien des oberen Jura von Süddeutschland. *Paleontographica*, 1936, p. 8, 9 et 10.

tout en perdant de leur régularité. En d'autres endroits du squelette, particulièrement dans l'épaisseur des parois, au voisinage de la cavité pseudogastrique, le réseau se complique par suite du rapprochement et même de la soudure des petites lanternes ajourées qui marquent la réunion des bras spiculaires. Cela donne un réseau extrêmement délicat, véritable dentelle de silice (fig. 2, a_1, et a_2).

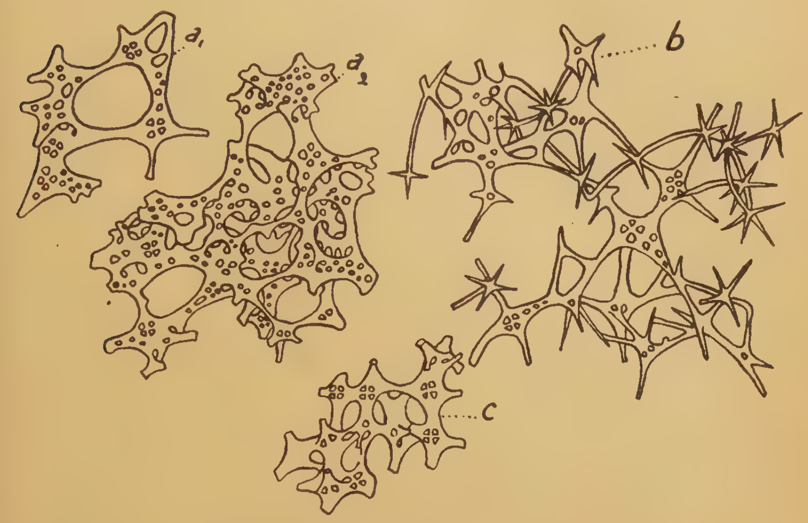


Fig. 2. — *Trochobolus perfectus* nov. sp.

a_1-a_2 : squelette ajouré, résultant de la réunion de plusieurs lychnisques ; *b* : réseau modifié au voisinage des pores ; *c* : hexactines à lychnisques du réseau principal.

Comme autre perfectionnement squelettique, il faut noter dans les parois des canaux ou au voisinage des pores, la présence de petites épines ou de petits hexactines à nœuds pleins, aux bras minces et pointus aux extrémités.

On constate donc chez cette nouvelle espèce de *Trochobolus* la présence de modifications squelettiques qui la séparent nettement des autres espèces. En ajoutant la différence de taille et d'ornementation de la surface, on voit qu'il y a bien lieu de créer une nouvelle espèce, et le nom de *perfectus* rappelle les perfectionnements apportés dans l'architecture squelettique.

Un échantillon très bien conservé du Callovien de la Voulte-sur-Rhône (Ardèche).

État de conservation des échantillons. A l'exception du gisement de la Voulte qui fournit des échantillons merveilleusement conservés chez lesquels le réseau squelettique, transformé en calcédoine, se dégage parfaitement par attaque à l'acide, tous les

autres gisements donnent des individus semblables, enrobés dans une gangue jaunâtre, ferrugineuse, individus ayant conservé leur forme générale intacte alors que leur squelette était recalcifié. Ainsi leur étude se complique, et les déterminations de genres et d'espèces manquent souvent de précision. Tous les échantillons provenant de Trept, du Poitou, de Chomérac, et de Bellefontaine (près Morez) ont donc le même aspect (conservation et gangue) que ceux des couches de Birmensdorf décrits par Oppliger et que ceux de Catalogne, et ils appartiennent comme eux au même niveau stratigraphique (Argovien). Le gisement de la Voulte, qui a fourni de beaux Spongiaires comparables à ceux que décrit Schrammen, date du Callovien.

Conclusions. L'état actuel de nos connaissances sur les gisements de Spongiaires en France au Jurassique se résume dans le tableau suivant (voir page 73).

L'étude de ces différents gisements montre la nette prédominance des Hexactinellides et plus particulièrement des *Hexactinosae*. Parmi celles-ci on peut citer l'abondance des *Craticularia* et des débris de *Tremadictyon*. Les Lithistides, au contraire, sont rares et représentées uniquement par le groupe des Rhizomorines parmi lesquelles le genre *Cnemidiastrum* domine.

L'étude du gisement de la Voulte par M. L. Moret avait enrichi nos connaissances spongiologiques par l'apport de deux genres nouveaux d'Hexactinellides et la description d'espèces nouvelles, et il faut ajouter aujourd'hui la découverte du groupe des *Lychniscosae* avec *Trochobolus perfectus* nov. sp. Par contre, l'étude des nombreux échantillons recueillis au Poitou m'a apporté une seule espèce nouvelle : *Porospongia ramosa* nov. sp. Toutes les autres espèces, au contraire, étaient connues et largement représentées dans le Jura suisse et le Jura souabe et certaines espèces telles que *Cypellia rugosa* Goldf. sp., *Cypellia calyciformis* Oppl., *Craticularia clavaeformis* Etall. sp., *Discophyma Etalloni* Oppl., *Trochobolus dentatus* Kolb, *Porospongia impressa* Münst. sp. sont aussi représentées en Catalogne. Parmi les Lithistides, citons les *Cnemidiastrum* qui sont connus dans tous les gisements.

Il y a donc de grandes analogies entre les formes trouvées dans tous les gisements français et étrangers au Jurassique supérieur et on peut dire que si une espèce isolée ne suffit pas à dater un gisement, par contre l'ensemble de la faune spongiologique est tout à fait caractéristique et peut apporter une aide précieuse dans l'étude d'un dépôt.

Hexactinellides	La Voulte	Chomérac	Chanaz	Trept	Gis[ts] du Poitou	Belle-fontaine
HEXACTINOSAE.						
Craticularia parallela Goldf. sp	×	×			×	
C. rhizoconus Goldf. sp	×					
C. dichotomans Dumort. sp	×					
C. clavaeformis Et. sp		×		×	×	×
C. subclathrata Et. sp		×		×	×	
C. cuspidata Oppl		×		×	×	
C. Rollieri Oppl				×		
Tremadictyon reticulatum Goldf. sp	×	×		×	×	×
T. rimulosum Goldf. sp				×		
Sporadopyle obliqua Goldf. sp	×	×		×		
S. micropora Moret						
S. flabellum Et. sp					×	
S. fungiformis Goldf. sp				×		
S. intermedia Oppl					×	
S. tenuis Et. sp				×	×	
Verrucocoelia verrucosa Goldf. sp		×			×	×
V. ramosa Oppl					×	
Porospongia fungiformis Goldf. sp	×	×	×		×	
P. globosa Oppl					×	
P. impressa Münster sp		×		×	×	
P. ramosa nov. sp					×	
P. marginata Münster		×		×		
Sphenaulax costata Goldf. sp					×	
Stauroderma explanatum Hinde					×	
S. Birmensdorfense Oppl				×		
Gevreya synthetica Moret	×					
Saynospongia palmicea Dumort. sp	×					
Rhodanospongia robusta Moret	×					
Casearia articulata Kolb				×		
LYCHNISCOSAE.						
Cypellia rugosa Goldf. sp					×	
C. verrucosa Oppl					×	
C. calyciformis Oppl				×	×	
Discophyma rugatum Oppl				×	×	
D. Marcoui Oppl				×		
D. laevigatum Oppl				×		
D. Etalloni Oppl				×		
Pachyteichisma crassicosta Oppl					×	
P. minor Oppl				×		
P. Gressly Et. sp				×		
Trochobolus dentatus Kolb			×		×	
T. cylindratus Oppl				×	×	
T. perfectus nov. sp	×					
Lychniscaulus vannus Schrammen					×	
Microblastidium sp					×	
Lithistides (Rhizomorines).						
Verruculina multiforis Dumort. sp	×					
V. Gevreyi Moret	×					
Azorica calloviensis Moret	×					
Cnemidiastrum stellatum Goldf. sp	×	×				
C. rimulosum Goldf		×		×	×	×
Coelocorypha cylindrica Dumort. sp	×					
Marisca praegnans Dumort. sp	×					

BIBLIOGRAPHIE

QUENSTEDT (1878). — Petrefactenkunde Deutschlands, t. 5, Leipzig.

OPPLIGER, P. (1907). — Spongien aus dem Argovien (Birmensdorferschichten) des Departement du Jura Frankreich. *Abh. Schw. pal. Ges.*, vol. XXXIV).

KOLB, R. (1910-11). — Die Kieselspongien des Schwäbischen Weissen Jura. *Palaeontographica*, 57.

SIEMIRADZKI, J. (1913). — Les Spongiaires jurassiques de la Pologne. Paleontologya ziem Polkich, t. I.

OPPLIGER, F. (1915). — Die Spongien der Birmensdorferschichten des Schweizerischen Jura. *Abh. Schw. pal. Ges.*, vol. XL.

MORET, L. (1925). — Sur quelques Spongiaires de Catalogne (Argovien, Sénonien, Éocène). *Bull. Soc. Cienc. nat. Barcelona « club Montagnenc »*, n° 9.

— (1926). — Note préliminaire sur les Spongiaires jurassiques de la Voulte (Ardèche) et de Trept (Isère). *A. F. A. S.*, Lyon.

OPPLIGER, F. (1926-27). — Kieselspongien des Schweizerischen Weissen Jura. *Abh. Schw. pal. Ges.*, vol. XLVI.

MORET, L. (1928). — Spongiaires siliceux du Callovien de la Voulte-sur-Rhône (Ardèche). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. XIII, mém. II.

SCHRAMMEN, A. (1936). — Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland, A. Vorwort und. Allgemeiner Teil. *Paleontographica*, Bd. LXXXIV, Abt. A.

— (1936). — Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süd-deutschland, B. Besonderer Teil. *Ibid.*, Bd. LXXXV, Abt. A.

MOREL, L. et HÉRENGER, L. (1942). — Spongiaires jurassiques et crétacés de Catalogne. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 31.

HÉRENGER, L. (1942). — Contribution à l'étude des Spongiaires du Jurassique et du Crétacé de Catalogne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XXIII.

FIRTION, F. et LAGNEAU-HÉRENGER, L. (1948). — Sur un gisement de Spongiaires de la vallée de l'Évalude entre Bellefontaine et Morez (Jura). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 27.

Étude d'un nouveau gisement de Plantes fossiles tertiaires et de quelques nouvelles espèces découvertes a Ceyssac

par **P. Grangeon**[1].

Sommaire. — Situation et stratigraphie du gisement du Crozas. Description sommaire des espèces. Age de la flore du Crozas. Conditions climatiques sous lesquelles elle s'est développée.

Situation et stratigraphie du gisement du Crozas.

Le gisement du Crozas est situé dans une grotte dont la voûte est formée par les brèches volcaniques, sur la rive gauche du Dolaizon, petit ruisseau qui se jette dans la Borne, affluent de la Loire, après avoir traversé la ville du Puy. La vallée du Dolaison, ouverte en direction NE-SW, est sensiblement parallèle à celle de Ceyssac, dont elle n'est séparée à vol d'oiseau que par une distance d'environ 2 km.

Les Végétaux fossiles sont renfermés dans une argile micacée, brunâtre, plus noire que celle qui contient la flore de Ceyssac. Cette argile n'est que peu fissile, surtout lorsqu'elle est imprégnée d'eau, et c'est pour cette raison que les empreintes de feuilles sont pour la plupart fragmentaires.

A quelques centaines de mètres, en amont du gisement, le Dolaison coule sur les argiles et les marnes sannoisiennes. La végétation ne permet pas d'apercevoir le Sannoisien au Crozas même, mais la ligne des sources, le sol argileux à la lisière des champs cultivés, nous permettent de croire que le thalweg du Dolaison est encore creusé, à cet endroit, dans les marnes et argiles sannoisiennes.

Sur les dépôts oligocènes, reposent les alluvions pliocènes, décrites par Boule sous le nom de « Sables à Mastodontes ». Ils débutent par un cordon de galets, qui, lui aussi, caché par la végétation, au lieu même du gisement, est visible en contre-bas, sur la berge du ruisseau, où un glissement de terrain l'a entraîné.

Ces galets sont surmontés par des sables jaunes, bien visibles dans une grotte située à 100 m environ en amont et à 2 ou 3 m en contre-bas, du gisement à Plantes. La dépression et le petit replat de la val-

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.

lée en ce point sont vraisemblablement établis dans ces sables, dont les couches, à cet endroit, paraissent atteindre une dizaine de mètres d'épaisseur.

Enfin, le troisième terme des alluvions pliocènes est constitué par les argiles à Plantes, dont l'épaisseur en ce point doit être de 2 à 3 m. Elles sont elles-mêmes surmontées par des brèches volcaniques dont les éléments éruptifs sont de dimensions variées : allant du simple lapilli, à des blocs de basalte de plusieurs décimètres de diamètre,

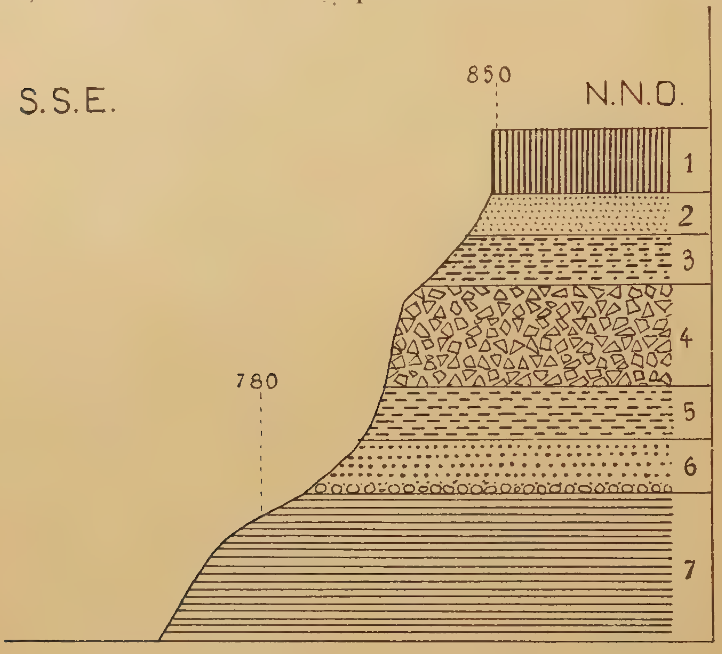


Fig. 1. — Coupe du gisement à Plantes du Crozas.

1 : Basalte des plateaux ; 2 : Sables rubéfiés, 2 m ; 3 : Tufs volcaniques, 3 à 4 m ; 4 : Brèches volcaniques, 8 à 10 m ; 5 : Argiles à Plantes, épaisseur invisible ; 6 : Sables jaunes et cordon de galets, épaisseur invisible ; 7 : Argiles et marnes sannoisiennes.

auxquels s'ajoutent des blocs de marnes plus ou moins considérables. Ces brèches d'origine ignées, ont, en s'épanchant, prismé les argiles sur lesquelles elles reposent. Les prismes d'argile ont environ 5 cm de hauteur sur 5 mm de diamètre et sont inclinés vers la vallée, en direction de la coulée des brèches volcaniques.

La falaise formée par ces brèches se continue par une couche de tufs basaltiques qui passent vers leur sommet à des sables rubéfiés sur lesquels repose le basalte des plateaux. Il est très probable que les argiles fossilifères du Crozas rejoignent, sous la couverture volcanique, celles de Ceyssac dont la flore est identique. On retrouve d'ail-

leurs des argiles semblables à celles du Crozas, dans les alluvions pliocènes des environs du Puy, en particulier sur la route de Cussac et au Riou.

Toutes ces argiles ont dû se déposer dans un lac aux eaux peu profondes, ou dans une rivière largement étalée, dont les eaux tranquilles étaient envahies, sur les bords, par de nombreux *Potamogeton* et *Ceratophyllum* formant par endroits de véritables prairies aquatiques.

Description des espèces.

Cryptogames vasculaires.

Osmunda bilinica Sap. et Mar.

Pl.-texte I, fig. 1 et 2.

Le fragment de pinnule que nous avons trouvé au Crozas, mesure 7 mm de long sur 4 mm de large. Elle est oblongue bien que légèrement atténuée au sommet ; les nervures secondaires se détachent de la médiane sous un angle assez aigu. La plupart d'entre elles sont bifurquées et les deux branches se divisent elles-mêmes avant d'atteindre la marge. Cette nervation rappelle celle des *Osmunda* et se rapproche de celle d'*O. regalis* L.

Gymnospermes.

Conifères.

Abies bracteata H. et A.

Pl.-texte I, fig. 5.

Cette espèce est représentée au Crozas par une graine. Elle se distingue de *Picea excelsa* par son aile beaucoup plus large, arrondie et plus courte : elle n'est que le double de la graine. De même la forme de l'aile la différencie des autres *Abies*, qui ont des ailes plus grandes et à sommet tronqué. Elle se rapproche beaucoup de la graine d'*A. bracteata*, grand arbre habitant actuellement les montagnes de la Californie, à des altitudes de 1.000 à 2.000 m. Cependant comme la graine et l'aile ne sont pas entières nous ne pouvons affirmer l'absolue identité entre l'espèce fossile et la plante actuelle.

Pinus silvestris L.

Pl.-texte I, fig. 4.

Nous avons rencontré dans l'argile du Crozas de nombreuses ailes de graines de *Pinus silvestris*. Elles sont, en général, d'une taille un peu supérieure à celles des graines de l'espèce actuelle ; mais toutes présentent les caractères des ailes des semences de *P. silvestris* : un

bord est brusquement arrondi, tandis que l'autre est presque droit ; la partie inférieure de l'aile se termine en pinces dont l'écartement est exactement le même dans l'espèce fossile et actuelle.



Planche-texte I.

1 : *Osmunda bilinica* Sap. et Mar. (Le Crozas) ; 2 : *O. bilinica* vue à la loupe ; 3 : *Picea excelsa* L. (Le Crozas) ; 4 : *Pinus silvestris* L. (Le Crozas) ; 5 : *Abies bracteata* H. et A. (Le Crozas) ; 6 : Fruits de *Larix* L. K. (Le Crozas) ; 7 : *Potamogeton quinquenervis* N. Boul. (Le Crozas) ; 8 : *P. quinquenervis* vu à la loupe ; 9 : *P. quinquenervis* grossi cinq fois (Ceyssac, amont de Brossac) ; 10 : *Ceratophyllum demersum* L. (Ceyssac) ; 11 : *Alnus glutinosa* L. (Le Crozas) ; 12 : *A. glutinosa* L. (Le Crozas) ; 13 : *A. glutinosa* L. (actuel) ; 14 et 15 : Fruits d'*Alnus* (Le Crozas).

Picea excelsa L.

Pl.-texte I, fig. 3.

Une graine ailée possède tous les caractères de *P. excelsa* : longueur totale : 12 à 13 mm ; la graine est petite, obovale en coin. L'aile est trois fois plus longue que la graine, son bord interne est droit tandis que le bord externe est régulièrement courbé, le sommet est arrondi et non aigu comme chez les Pins.

Larix sp.

Pl.-texte I, fig. 6.

Nous possédons de ce genre un cône de 2,5 cm de long sur 13 mm de large et deux autres plus petits. Comme ces cônes sont en assez mauvais état de conservation, il est très difficile de les identifier d'une façon certaine ; cependant leur taille permet de les attribuer vraisemblablement au genre *Larix*. Les deux petits cônes placés à côté du grand ne paraissent pas être en relation avec lui.

Angiospermes.

Potamées.

Potamogeton quinquenervis N. Boul.

Pl.-texte I, fig. 7 à 9.

Le genre *Potamogeton* est assez fréquent dans les argiles déposées en eau peu profonde. On le trouve en abondance dans le vallon de Ceyssac, en amont de Brossac, à Oussoulx près Paulhaguet (Haute-Loire), dans une argile recouverte par le basalte des plateaux. Au Crozas, une portion de feuille de 17 mm de long sur 3 mm de large, avec nervure médiane très apparente accompagnée de deux autres paires de nervures parallèles un peu moins marquées, est identique à *P. quinquenervis* N. Boul. décrit par l'abbé Boulay [1] et se rapproche de *P. obtusifolius*, actuel.

Cératophyllées.

Ceratophyllum demersum L.

Pl.-texte I, fig. 10.

Nous avons découvert, dans les argiles de Ceyssac, une série de feuilles verticillées au nombre de six, qui se divisent dichotomiquement à environ 6 mm de leur point d'insertion sur la tige, comme celles de *C. demersum*, actuel. Il est vrai que la plupart des feuilles

1. N. Boulay. Flore pliocène du Mont Dore, p. 52, pl. I.

de la plante actuelle, sont plus étroites que celles de l'espèce fossile. Cependant nous avons trouvé, dans les herbiers du Muséum, des échantillons présentant des feuilles aussi larges, sinon plus. Les feuilles de la plante fossile ne sont pas complètes, elles sont coupées peu après la division dichotomique et c'est ce qui explique, sans doute, qu'une seule des dents qui caractérisent les feuilles du *C. demersum* actuel, soit visible sur notre échantillon, car ces dents sont surtout développées à la partie terminale des feuilles ; nous n'en avons pas observé avant la division dichotomique.

Bétulinées.

Alnus glutinosa Gaertn.

Pl.-texte I, fig. 11 à 15.

Cette espèce a été signalée à Ceyssac par de Saporta qui, par suite de la présence de feuilles ayant huit à neuf nervures secondaires, en fit la variété *Aymardi* [1]. Elle est très abondante au Crozas où elle est représentée par de nombreuses feuilles et par des strobiles. Nous n'avons pas rencontré de feuilles de la variété *Aymardi*.

Corylacées.

Carpinus betulus L.

Pl.-texte II, fig. 1 à 7.

Le Charme commun n'avait pas encore été signalé à Ceyssac, où nous avons recueilli un fragment d'involucre; de plus, nous avons trouvé, dans les collections de l'abbé Boulay, deux portions de feuilles en provenance de Ceyssac. D'autre part l'argile du Crozas nous a livré un involucre complet de *C. betulus*.

Ulmacées.

Zelkova Crenata Spach.

Pl.-texte II, fig. 8 à 11.

Nous avons recueilli une feuille de cette Ulmacée dans les marnes de Ceyssac, en amont de Brossac, et avons découvert deux autres feuilles de la même plante, provenant de Ceyssac, dans les collections de l'abbé Boulay. Ce sont des feuilles ovales, à base et à sommet élargis, les nervures secondaires au nombre de 6 à 7 paires aboutissent à un nombre égal de dents obtuses; elles se dirigent d'abord vers le sinus placé en dessous de la dent marginale où elles se terminent, mais arrivées près de ce sinus, elles se bifurquent: l'une des branches atteint

1. De Saporta. Le monde des Plantes avant l'apparition de l'homme, p. 345.

la dent et l'autre le sinus. C'est ce caractère qui permet de distinguer nettement une feuille de *Zelkova* d'une feuille d'*Ulmus* ou de *Quercus*.

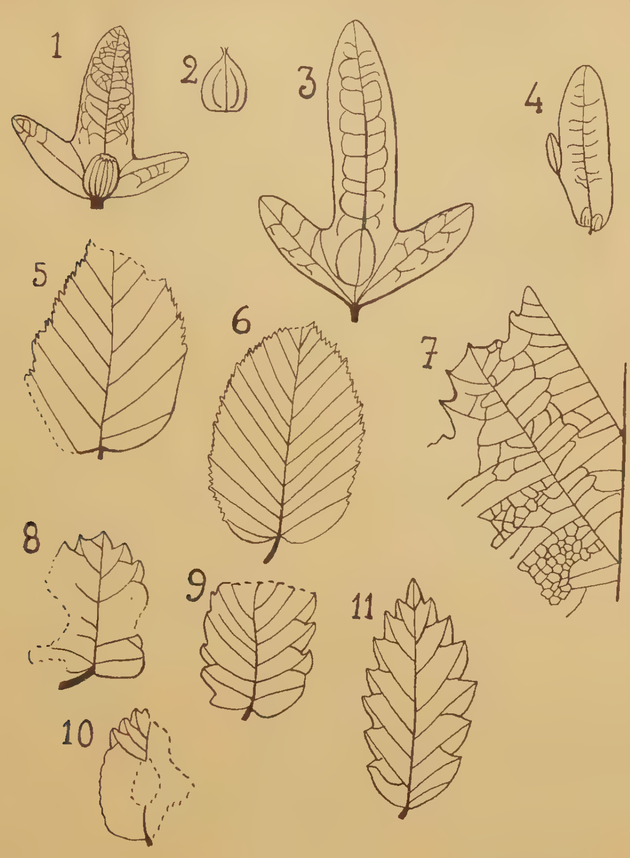


PLANCHE-TEXTE II.

1 : *Carpinus betulus* L. (Fruit) (actuel); 2 : *C. betulus*, graine isolée, grossie deux fois (Le Crozas); 3 : *C. betulus* (Fruit) (Le Crozas) (grossi deux fois); 4 : *C. betulus*, portion d'involucre (Ceyssac) ; 5 : *C. betulus* (Ceyssac) ; 6 : *C. betulus* (actuel); 7 : *C. betulus* : détails vus à la loupe (Ceyssac); 8 : *Zelkova crenata* SPACH. (Ceyssac) ; 9 : *Z. crenata* (Ceyssac); 10 : *Z. crenata* (Ceyssac : amont de Brossac); 11 : *Z. crenata* SPACH. (actuel).

Rosacées.

Crataegus oxyacanthoides GAEPP.

Pl.-texte III, fig. 1 à 3.

De Saporta avait déjà indiqué la présence de *C. oxyacanthoides* dans les marnes de Ceyssac [1]. Cette Aubépine est représentée au Cro-

1. DE SAPORTA. Le monde des Plantes avant l'apparition de l'homme, 1878, p. 345.

zas par une feuille trilobée dont les lobes principaux sont profondément découpés et divisés en lobes secondaires, sensiblement symétriques par rapport à la nervure principale. *C. oxyacanthoides* a des grandes affinités avec l'espèce actuelle : *C. monogyna* Jacq.



Planche-texte III.

1 ; *Crataegus oxyacanthoides* Gaepp. (Le Crozas) ; 2 : *C. oxyacantha* L. (actuel) ; 3 : *C. monogyna* Jacq. (actuel) ; 4 à 6 : *Acer creticum pliocenicum* Sap. grossi deux fois (Le Crozas) ; 7 : *Acer creticum pliocenicum* Sap. (Ceyssac) ; 8 et 9 : *Acer creticum* L. (actuel) ; 10 : Samare d'*Acer creticum* (Ceyssac) ; 11 et 12 : Samares d'*Acer monsvessulanum* L. (actuel).

Acerinées.

Acer creticum L. et Acer monspessulanum L.
Pl.-texte III, fig. 4 à 12.

Les Érables de Crête et de Montpellier sont bien représentés au Crozas et à Ceyssac par des samares et des empreintes foliaires très nombreuses. Ces feuilles trilobées, à base cordiforme, ont des lobes à sommet arrondi et les lobes latéraux sont plus ou moins symétriques par rapport au lobe médian. Les nervures primaires et secondaires sont bien marquées et le réseau final, quand il est visible, est formé par des mailles pentagonales très nettes. Les samares sont de petite taille et ont leurs ailes perpendiculaires aux akènes, de sorte que ces ailes sont parallèles entre elles, caractère spécifique des Érables de Crête et de Montpellier.

Il est très difficile de distinguer les feuilles et les samares d'*A. creticum* de celles d'*A. monspessulanum*. Cependant d'après les échantillons que nous avons observés, nous avons pu constater que les feuilles du premier sont, en général, plus coriaces et leur base est moins fréquemment cordiforme que dans le deuxième. Or, la plupart des empreintes foliaires des marnes de Ceyssac, ont une base cordiforme, elles se rattachent donc plutôt à *A. monspessulanum* qu'à *A. creticum*. Mais il est fort probable que ces deux Érables, voisins l'un de l'autre, ont coexisté dans le Velay au Villafranchien.

Si aux espèces déterminées au siècle dernier par de Saporta nous ajoutons celles que nous venons d'indiquer, la liste des plantes fossiles du Crozas et de Ceyssac s'établit ainsi :

FOUGÈRES : *Osmunda bilinica* SAP. et MAR.
CONIFÈRES : *Abies bracteata* H. et A.
Abies cilicica KOTSCH.
Picea excelsa L.
Pinus silvestris L.
Pinus sect. strobus.
Larix L. K.
CERATOPHYLLÉES : *Ceratophyllum demersum* L.
POTAMÉES : *Potamogeton quinquenervis* N. B.
BÉTULACÉES : *Alnus glutinosa* GAERTN.
CORYLACÉES : *Carpinus suborientalis* SAP.
Carpinus betulus L.
ULMACÉES : *Ulmus paleomontana* SAP.
Zelkova crenata SPACH.
ROSACÉES : *Crataegus oxyacanthoides* GAEPP.
Pyrus subacerba SAP.
OLÉINÉS : *Fraxinus gracilis* SAP.
SALICINÉES : *Salix alba* L.
Salix viminalis L.
Salix sp.
Populus canescens SM.
VACCINÉES : *Vaccinium uliginosum* L.
RHAMNACÉES : *Zizyphus ovata* O. WEB.
ACÉRINÉES : *Acer creticum* L. (*A. sempervirens* AIT).
Acer monspessulanum L.
Acer subpictum SAP.
LÉGUMINEUSES : *Robinia arvernensis* LAUR.

A cette liste nous devons ajouter les genres nouveaux que l'analyse pollinique des argiles de Ceyssac, du Crozas et des lignites du Riou, a permis à M. Florschütz de découvrir : *Betula*, *Carya*, *Corylus*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Tilia*, *Tsuga*.

Parmi les espèces et les genres du Crozas nous en rencontrons 9/12 que nous retrouvons dans la flore de Ceyssac qui, par suite, doit être placée sur le même horizon géologique.

Age de la flore de Ceyssac-le-Crozas.

Rappelons que l'âge d'une flore fossile tertiaire s'établit principalement à l'aide des pourcentages : 1° de ses espèces éteintes ; 2° de ses espèces émigrées. Nous n'emploierons pas le premier mode d'investigation lequel, valable pour des flores anciennes, perd beaucoup de sa valeur pour les flores fossiles récentes, dont les types s'écartent si peu de leurs homologues actuels, que dans l'appréciation des caractères qui les en distinguent, le coefficient individuel de l'auteur qui les étudie joue un rôle susceptible d'en fausser les conclusions. Par contre, le pourcentage des formes émigrées est plus probant puisqu'il est la constatation d'un fait et non une interprétation plus ou moins personnelle. Parmi ces formes émigrées nous pouvons citer :

Abies bracteata,
Abies cilicica,
Zelkova crenata,
Zizyphus ovata,
Acer creticum,
Acer monspessulanum,
Carya sp.,
Pterocarya,
Tsuga.

Soit 9/33 ou 27 % d'espèces qui aujourd'hui habitent des régions plus chaudes. Les pourcentages des espèces devenues exotiques dans les autres flores fossiles du Massif Central sont les suivants :

Astien	Perrier	22 %	Plaisancien	Las Claussades	56 %
	Cheylade	32 %		Saint-Vincent	57 %
	Capels	40 %		La Mougudo	65 %
				Niac	64 %

D'après ce pourcentage, la flore de Ceyssac-le-Crozas est légèrement plus ancienne que celle de Perrier, laquelle bien datée par sa faune est villafranchienne. Elle est plus récente que les flores plaisanciennes du Cantal, lesquelles présentent un pourcentage de plantes exotiques nettement plus élevé.

Mais outre sa flore, le Crozas possède aussi sa faune : les sables argileux situés sur la berge de la rive gauche du Dolaison,

à quelques centaines de mètres en aval du gisement à Plantes fossiles, ont livré, en 1907, une molaire d'*Elephas meridionalis* NESTI à caractères archaïques, et une autre de *Mastodon arvernensis* CROIZ. et JOB. L'âge de cette faune fut, à l'époque, l'objet de vives discussions entre Deperret, qui l'attribuait au Pliocène supérieur, et Boule qui la plaçait au Pliocène moyen. Pour le Dr Schaub, que nous remercions de nous avoir fait bénéficier de sa compétence, et qui a découvert au Crozas des restes d'*Equus stenonis*, cette faune, d'âge voisin de celle des Etouaires, à Perrier, indique un Villafranchien ancien.

D'autre part, d'après une étude encore inédite de M. P. Bout, les sables argileux qui renferment cette faune, appartiennent à un cycle de remblaiement de la vallée du Dolaison plus récent que celui des argiles à Plantes. Ainsi la stratigraphie, la flore et la faune s'accordent pour placer les argiles à Plantes et les « Sables à Mastodontes » sous-jacents à la base du Villafranchien.

CONDITIONS CLIMATIQUES.

Si nous recherchons sous quelles conditions climatiques s'est développée cette flore, nous sommes frappés tout d'abord par l'absence des espèces franchement chaudes. Nous ne retrouvons plus les espèces américaines, d'Extrême-Orient ou des Canaries qui formaient des groupes importants dans les flores pliocènes du Cantal et de la vallée du Rhône. Une seule espèce chaude, le *Zizyphus ovata* O. WEB, mais dont les fruits mûrissent, paraît-il, jusqu'à Heidelberg, semble encore s'attarder dans la flore de Ceyssac-le-Crozas, en compagnie de quelques arbres qui ont des affinités méditerranéennes ou caucasiques tels que : *Acer creticum*, *Acer monspessulanum*, *Carpinus suborientalis*, *Acer subpictum*, *Zekovata crenata*, *Pterocarya*.

Par contre, *Pinus silvestris*, *Larix*, *Abies cilicica*, *Picea excelsa*, *Betula* et surtout *Vaccinium uliginosum*, qui se plaît dans les marais tourbeux, les landes et bois humides des montagnes siliceuses, représentent un élément froid et presque subalpin. Ils appartiennent, sans doute, à la végétation qui devait couvrir les hauts sommets du Velay, dont l'altitude devait dépasser celle du Mézenc actuel (1.754 m) tandis que les espèces méditerranéennes et tempérées croissaient dans la cuvette du Puy à une altitude voisine de 760 mètres.

Le plus grand nombre des plantes de la flore de Ceyssac-le-Crozas, appartient au groupe de la zone tempérée et froide. Mais les espèces méditerranéennes, qui constituent 27 % de la flore,

prouvent que la végétation devait s'épanouir sous un climat de 2 à 3° plus chaud que celui des environs du Puy dont l'isotherme annuel est 9°4.

Plus chaud qu'à notre époque, le climat villafranchien du Crozas était sans doute plus humide. La présence des Fougères, des Mousses, des Bouleaux, des Frênes, des Ormes, des Saules, de *Zekova crenata*, des Peupliers, des Hickorys (*Carya*), des Aulnes... témoignent de la fraîcheur du sol. De plus le volume des alluvions villafranchiennes, leur étendue, la prédominance des sables fins et des argiles, le grand nombre de graines ailées de Conifères transportées par les eaux sans être brisées, supposent un cours d'eau au débit abondant, lent et largement étalé sur toute la cuvette du Puy ; un tel débit ne se justifie que par des précipitations plus abondantes que de nos jours.

Bien qu'il fut plus chaud et plus humide qu'à l'heure actuelle, la disparition des espèces tropicales et canariennes de la flore du Crozas-Ceyssac, indique que le climat villafranchien du Velay s'était refroidi de 4 à 5° par rapport à celui sous lequel s'étaient développées les flores qui au début du Pliocène couvraient de leur luxuriante végétation les flancs des monts d'Auvergne et les pentes de la vallée du Rhône.

La fin du Pliocène et le Quaternaire marquent, pour la végétation de l'hémisphère Nord, une période de crise qui précipite le mouvement de descente des espèces tempérées ou froides et l'élimination des espèces exotiques. Les conditions climatiques changent avec la surrection définitive des chaînes alpines, tandis que des courants d'eau froide se dirigent vers le S, pénètrent dans la Méditerranée et y amènent une faune boréale à *Cyprina islandica*, *Mya truncata*... trouvée dans le Quaternaire ancien de la Sicile.

Ainsi l'abaissement de température, survenu dans le Velay, n'est qu'un épisode du refroidissement général de l'Europe qui débuta dès le Villafranchien.

Note sur la précision des tamisages mécaniques

par **L.** et **C. Berthois**[1].

Sommaire. — Les auteurs étudient l'erreur résultant des tamisages mécaniques et calculent les pourcentages d'erreur moyenne quadratique pouvant affecter les différentes fractions du sédiment tamisé.

La quantité de sable qui franchit un tamis est une fonction asymptotique du temps que Wentworth [1926] a représenté par l'équation : $y = at^{-m} + b$

y = quantité de sable ayant franchi le tamis après un temps t ; t = temps de tamisage ; a, b, m sont des constantes.

Gulinck [1943] a montré que, si les temps de tamisage sont portés en abcisse suivant une échelle logarithmique et que les ordonnées représentent les pourcentages en poids du filtrat, les courbes sont pratiquement des droites. Par conséquent, dans l'intervalle de temps envisagé, on peut écrire : $y = y^{\circ} + \text{p} \log \frac{t}{t_0}$

y et t ont la même signification que ci-dessus ; p = coefficient angulaire de la droite.

Ce coefficient reste pratiquement constant pour les faibles valeurs de t mais il tend vers 0 pour t tendant vers l'infini, car y possède une asymptote horizontale.

Théoriquement, il serait donc indiqué de prolonger le temps de tamisage pour obtenir qu'une quantité maximum de sable traverse les cribles. Mais à mesure que se prolonge le temps de tamisage, apparaît et s'amplifie l'effet de broyage qui augmente la proportion des grains fins au détriment des gros et, par conséquent, altère progressivement l'exactitude des résultats.

Andreasen a montré que cet effet de broyage est négligeable pour des grains quartzeux et Gulinck [1943] l'a confirmé. Les sédiments actuels ou anciens sont rarement exclusivement quartzeux. En général, ils renferment du feldspath et du mica ou d'autres minéraux ferro-magnésiens parfois en grande abondance. Dans ce dernier cas, l'effet du broyage n'est plus négligeable ainsi que l'ont montré Bietlot [1940-41], Berthois et Aubert [1950].

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.

La solution pratique consiste donc à adopter un temps moyen qui permet un criblage efficace dont les résultats ne soient pas sensiblement faussés par l'effet de broyage. Tous les auteurs précédemment cités sont d'accord pour limiter ce temps de tamisage à environ 15 minutes.

Gulinck [1943] a conseillé, pour obtenir une grande précision, d'exécuter, sur le même échantillon, deux séries de tamisage, l'une de 4′, l'autre de 16′. En traçant une courbe de tamisage linéaire en abcisses logarithmiques du temps, on peut en déduire les résultats pour un temps de 256′. Mais cette opération est assez longue et nécessite beaucoup de soins pour éviter des pertes de matière. Chaque résidu de la première série de tamisage doit être replacé, après pesée, sur le tamis correspondant. Elle est donc difficilement applicable à un grand nombre d'échantillons.

Gulinck a, en outre, indiqué qu'avec une durée de tamisage de 15 minutes, l'erreur commise sur le *poids total* des diverses fractions peut atteindre 5 à 6 % mais dépasse rarement ce chiffre. Toutefois, cet auteur n'a pas précisé dans quelle proportion chacune de ces fractions était affectée par l'erreur du criblage. Or, il est, *a priori*, évident que les résidus peu importants risquent d'être entachés d'une erreur proportionnelle beaucoup plus considérable que ceux qui représentent une fraction importante du sédiment.

Il nous a paru intéressant d'évaluer cette erreur sur toutes les fractions des tamisages, en raison de l'influence des fractions extrêmes dans le calcul des paramètres par la méthode des moments. L'évaluation de cette erreur présente également un intérêt certain du point de vue de l'exactitude de dosage de la fraction fine d'un sédiment, dans l'évaluation quantitative des teneurs en minéraux lourds. Enfin, l'ampleur donnée aux fractions extrêmes d'un sable, dans la représentation suivant des ordonnées en échelle de probabilité, justifiait également cette étude.

Mode opératoire. — Le tamisage d'un sédiment meuble est affecté de plusieurs causes d'erreur en dehors de celles signalées ici : erreur due au prélèvement de l'échantillon analysé, déformation et obturation des mailles des tamis, pertes de matière s'engageant dans le sertissage des tamis, erreur de pesée, effet de broyage.

Il est évidemment impossible d'isoler une à une toutes ces causes d'erreur et d'établir dans quelle proportion chacune d'elle affecte le résultat final.

Il est cependant possible, en prenant certaines précautions, et en effectuant un nombre assez important d'opérations, d'obtenir des moyennes qui peuvent nous renseigner sur l'erreur due au criblage proprement dit.

Nos tamisages ont été effectués sur une machine à secouer ayant un mouvement alternatif de 9 cm d'amplitude à la vitesse de 90 secousses à la minute.

On sait que la probabilité de passage P d'un grain sphérique à travers les mailles d'un tamis peut s'expliquer par la formule :

$$P = \frac{(l - x^2)}{m} = \left(\frac{l}{m} - \frac{x}{m}\right)^2$$

l = ouverture nette de la maille ; m = distance entre les axes de deux fils consécutifs ; x = diamètre du grain.

Mais, dans la pratique, la sphéricité des grains d'un ensemble sableux n'est jamais réalisée, de même que les mailles d'un tamis ne sont jamais de dimensions uniformes ni exemptes de déformation. Même si cette uniformité des mailles était réalisée à l'origine, elles se déforment très rapidement à l'usage et il est impossible de songer à remplacer une colonne de tamis dès qu'apparaissent des signes de déformation des mailles.

Du reste, étant donné l'importance des variations morphologiques des grains et le grand nombre de mailles des tamis moyens et fins [Berthois, L. et M. Aubert, 1949], le pourcentage des mailles déformées est souvent faible et n'influence pas les résultats d'une manière importante.

Nous avons utilisé des tamis déjà usagés pour mettre expérimentalement en évidence les différences présentées par des tamisages successifs de 10'. Nous obtiendrons ainsi des pourcentages d'erreur un peu supérieurs à ceux des tamisages habituels de 15' et, par conséquent, une limite supérieure de l'erreur à redouter. Nous avons adopté cette durée de tamisage pour éviter autant que possible le broyage des grains, ou, tout au moins, pour le limiter au minimum.

Les comparaisons des moyennes successives obtenues nous ont montré que l'augmentation de poids des parties fines au détriment des gros éléments était négligeable dans les limites d'erreur de nos pesées effectuées au 0,1 gr près. Nous avons choisi pour nos expériences des sables de plage contenant tous très peu d'éléments très fins pour faciliter le contrôle.

Malgré toutes les précautions prises dans le nettoyage des tamis, il se produit inévitablement des pertes de matière. Dans les tamis en laiton dans lesquels la toile métallique est sertie au pourtour, les grains de sable s'insinuent dans le sertissage et s'en dégagent d'autant moins facilement que le diamètre est plus voisin du vide subsistant dans le sertissage. Nous avons pu constater que, seules, des secousses assez fortes, données avec la paume de la main sur la monture du

tamis, permettent de dégager presque entièrement le sertissage de certains tamis. La machine à secouer y est impuissante.

Pour donner à notre étude un caractère statistique, il était indispensable de la baser sur un grand nombre de tamisages. Nous avons effectué 84 séries d'essai sur 4 échantillons de type granulométrique différent, mais il nous était impossible de soumettre chaque échantillon à 20 tamisages successifs de 10′ sans provoquer un important effet de broyage et des pertes de matière non négligeables.

Pour lutter contre cet inconvénient, nous avons été conduits à diviser chaque échantillon en 4 parts aussi égales que possible à l'aide de notre appareil à effectuer les prélèvements [Berthois, L. et C., 1949]. Nous n'avions ainsi que le quart des opérations de tamisage à faire subir à chacune d'elles.

Nous avons ensuite groupé les résultats des tamisages effectués sur les 4 fractions ainsi séparées, ce qui nous a permis de calculer des moyennes compensant les erreurs inhérentes aux pesées et aux fractionnements.

C'est la comparaison de ces moyennes de 4 résultats qui nous a permis de calculer les erreurs moyennes quadratiques de nos tamisages, c'est-à-dire de la probabilité de passage des grains de sable à travers les mailles des différents tamis pendant un criblage de 10′, ainsi que de quelques causes d'erreurs secondaires que nous avons précédemment énoncées et qui en sont inséparables : déformation et obturation des mailles et pertes de matière.

Les résultats obtenus sont condensés dans le tableau ci-dessous.

Nos pesées ont été faites à 0,1 gr près. L'inutilité d'une précision plus grande a été démontrée [Berthois, L. et M. Aubert, 1949] mais, pour des résidus de l'ordre de grandeur de la tolérance, il est bien évident qu'on peut parfois enregistrer des variations de 0,1 gr qui représentent 100 %. Dans ce dernier cas, les erreurs moyennes quadratiques absolues ont été indiquées mais n'ont pas été calculées. Elles altéreraient la détermination de l'erreur moyenne sans présenter, par elles-mêmes, de signification granulométrique.

L'examen du tableau montre que les pourcentages les plus élevés des erreurs moyennes quadratiques sont atteints dans les résidus de tamisage des sédiments grossiers mal calibrés : 7,20 ; 8,57 ; 8,80 ; 8,90 (colonnes 5 et 6) mais on constate que l'erreur moyenne quadratique pour cent sur l'ensemble du résultat de tamisage est beaucoup plus faible. Elle dépasse rarement 5 %. La valeur moyenne calculée d'après le rang probable est de 4,54 %.

La comparaison des erreurs moyennes quadratiques absolue des

a		Sable grossier mal calibré			Sable grossier très mal calibré			Sable moyennement calibré			Sable bien calibré		
		b	1	5	*b*	2	6	*b*	3	7	*b*	4	8
	mm	gr			gr			gr					
10	2.062	18.3	0.81	4.42	24.5	0.26	1.06	11.0	0.28	2.50	0.1	0.05	—
16	1.458	15.2	0.47	3.10	14.2	0.46	3.24	13.9	0.17	1.20	1.1	0.05	4.54
20	1.031	6.8	0.60	8.80	6.3	0.54	8.57	6.2	0.20	3.23	1.7	0 08	4.70
30	0.729	20.5	0.17	0.80	19.5	0.26	1.33	23.5	0.36	1.54	26.2	0.58	2.21
40	0.515	8.3	0.60	7.20	7.9	0.10	1.26	11.2	0.17	1.52	24.6	0.65	2.64
50	0.365	11.7	1.05	8.90	9.9	0.24	2.42	15.2	0.22	1.45	31.6	0.43	1.36
60	0.258	7.5	0.31	4.10	6.6	0.22	3.33	9.6	0.35	3.65	10.5	0.33	3.14
100	0.182	9.5	0.14	1.48	9.0	0.49	5.45	8.8	0.53	6.03	4.0	0.23	5.75
150	0.129	2.1	0.14	6.60	2.0	0.10	5.00	0.6	0.24	4.00	0.2	0	0
200	0.091	0.1	0	0	0.1	0.04	—	—	—	—	—	—	—
		100.0			100.0			100.0			100.0		
Erreur moyenne quadratique % sur le total				4.54			3.17			2.51			2.43

Col. *a*. — Numéros des tamis et dimension des mailles en mm.
Col. *b*. — Pourcentage en poids du résidu sur chaque tamis.
Col. 1-2-3-4. — Erreur moyenne quadratique absolue.
Col. 5-6-7-8. — Pourcentage de l'erreur moyenne quadratique.

résidus de diamètres supérieurs à 1,031 mm montre également qu'elles sont toujours plus fortes dans les sables mal calibrés (comparer les colonnes 1 et 2 aux colonnes 3 et 4).

Dans la fraction des grains compris entre 1,031 mm et 0,258 mm, les erreurs moyennes quadratiques absolues sont tantôt plus élevées, tantôt plus faibles dans les 2 sédiments grossiers et dans les 2 sédiments fins. Elles sont extrêmement voisines pour les grains compris entre 0,365 mm et 0,258 mm (comparer les colonnes 1 et 2 aux colonnes 3 et 4).

Enfin, dans la fraction fine constituée par les grains de diamètre inférieur à 0,258 mm, les erreurs moyennes quadratiques absolues sont plus élevées dans les sédiments moyennement et bien calibrés que dans les sables plus grossiers.

En résumé, tout se passe comme si l'hétérogénéité granulométrique était défavorable à une bonne exécution du tamisage de la fraction grossière, tandis que l'homogénéité granulométrique paraît être défavorable au tamisage de la fraction fine.

Les fractions médianes des sédiments grossiers et fins présentent des aptitudes à peu près semblables.

Notons, pour terminer, que les pourcentages d'erreur sur le poids total des fractions sont bien de l'ordre de grandeur indiqué par Gulinck, mais cependant inférieurs aux chiffres de cet auteur. Nous avons trouvé : 2,43 — 2,51 — 3,17 — 4,54 %.

LISTE DES OUVRAGES CITÉS

Berthois, L. et C. (1950). — Note sur le prélèvement mécanique de l'échantillon moyen d'un sable. *CR. Ac. Sc.*, t. 231, p. 1078-1080.

Berthois, L. et M. Aubert (1949). — Recherches expérimentales sur les erreurs dues au tamisage. *Bull. Soc. scient. Bretagne*, t. XXIV.

— (1950). — Étude de l'effet de broyage au cours des tamisages mécaniques. *C. R. somm. S. G. F.*

Bietlot (1940-41). — Méthodes d'analyses granulométriques. Application à quelques sables éocènes belges. *Mém. Soc. géol. Belgique*, t. 64, fasc. 2, p. 79-169.

Gulinck (1943). — Sur la précision des analyses granulométriques par tamisages. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydrol.*, t. II, fasc. 2, p. 206 à 213.

Wentworth (1926). — Methods of Mechanical analysis of sediments. *Univ. Iowa Stud. Nat. Hist.*, t. VII, n° 11.

Sur le prolongement de la ride de Villagrains-Landiras vers l'Est

par **F. Pressouyre** [1].

Sommaire. — La ride de Villagrains-Landiras, sa place dans la tectonique pyrénéenne. Les recherches dans sa direction, à l'E, ont montré qu'elle s'y prolongeait et permis de préciser partiellement l'âge des derniers mouvements. Elle a joué un rôle directeur dans la sédimentation des temps miocènes et l'établissement du réseau hydrographique.

On sait que la partie occidentale de l'Aquitaine est parcourue par une série de rides anticlinales, se rattachant au système pyrénéen par leur direction et leur âge [2], dont la dernière, en arrivant à la Garonne, est celle de Villagrains-Landiras, précédée par une ride de Roquefort-Créon ; elles font apparaître le Crétacé sous une couverture de terrains tertiaires qui ont participé au mouvement, avec une intensité moindre, en général, jusqu'au Stampien inclus.

Ce ne sont pas des anticlinaux continus, mais une succession de dômes ou de fractures, qui, sauf pour la ride de Roquefort-Créon (dont un témoin, le dôme de Cézan-Lavardens se trouve dans le Gers), ne sont connus que dans l'W de l'Aquitaine ; mais on conçoit que les autres puissent aussi se prolonger vers l'E, au delà de leur terminaison apparente, sous une couverture de terrains récents qui les masque plus ou moins.

En ce qui concerne la ride de Villagrains-Landiras qui se montre sous la forme de deux affleurements séparés (f. de la Teste et f. de la Réole au 1 : 80.000^e), Jacquot a bien fait remarquer [3] qu'elle semblait se prolonger vers le dôme de la Grésigne, à travers l'Agenais, où elle déterminerait la direction du cours de la Garonne, mais aucune donnée positive n'avait été fournie à l'appui de cette hypothèse. J'ai effectué une série de recherches pour apporter les preuves qui manquaient.

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.
2. Cf. la mise au point donnée par F. Daguin. Les rides et les accidents anticlinaux du centre de l'Aquitaine occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 207, 1941.
3. Jacquot. Description géol., minéral. et agron. du département du Gers, 2 vol., Paris, Imp. Nat., 1870-73.

Géométriquement, la direction lointaine de la ride ne peut être tracée avec une précision absolue. En effet, les affleurements de Villagrains et Landiras sont fragmentaires et ne permettent pas de déterminer nettement les axes des dômes, mais ceux-ci semblent se relayer avec un certain décalage du second vers le N.

En prenant une direction moyenne on a un tracé passant par les environs de Cazals au N de Bazas (f. de la Réole), Romestaing, Bouglon et Monheurt (f. de Grignols), Nicole, Prayssas, Castelsagrat, NE de Moissac (f. d'Agen). Si l'on s'écarte dans des limites vraisemblables de cette direction moyenne, on est amené à couper la Garonne entre Aiguillon et Tonneins — c'est-à-dire dans la portion de son cours qui, localement, est orientée S-N — pour aboutir soit à la bordure S, soit à la bordure N du dôme de la Grésigne.

C'est dans le secteur ainsi défini que devaient porter les recherches. J'en ai exclu les abords immédiats du dôme de Landiras, étudiés par les géologues bordelais et, particulièrement, P.-E. Lubet[1].

Notons au préalable que la ride, si elle se prolonge vers l'E, semble devoir être faible, puisque le Crétacé n'apparaît pas, inconvénient d'autant plus grave que ce terme est celui qui accuse le mieux le mouvement, alors que celui-ci s'atténue dans la couverture.

La série visible est constituée essentiellement par la mollasse de l'Agenais, d'âge stampien, suivie de la fameuse trilogie agenaise : calcaire blanc de l'Agenais, considéré comme chattien, mollasses ou marnes à *Ostrea aginensis* et calcaire gris, aquitaniens. La mollasse de l'Agenais, base de cette série, en raison de son âge stampien, devrait, par analogie avec les autres rides, être intéressée par le plissement, mais ne montre guère de coupes nettes ; de plus, la stratification entrecroisée, qui y est la règle, ne permet pas de déceler de faibles pendages d'ensemble. Il faut alors choisir un horizon-repère plus élevé, tel que le calcaire blanc de l'Agenais, ou les marnes ou mollasses qui lui succèdent.

C'est sur le territoire de la feuille d'Agen que les faits sont les plus nets. De Moissac aux abords d'Aiguillon, la Garonne y décrit, en gros, un arc légèrement convexe vers la rive droite ; elle a érodé cette rive où le calcaire blanc forme une corniche très nette. Sur la rive gauche les formes sont plus adoucies, mais malgré les placages d'alluvions des terrasses de la Garonne, le calcaire blanc est bien reconnaissable ; or, il apparaît immédiatement que son niveau

1. *C. R. somm. S. G. F.* 1948, p. 309. — *B. S. G. F.* (5), XIX, 1949, p. 75-84.

est plus bas que sur la rive droite[1]. Les mesures confirment ce fait.

A la hauteur d'Agen, la base de la corniche de calcaire blanc se montre dans le vallon au N de la ville, à l'altitude de 128 ou 130 m ; sur la rive gauche, à 8,5 km environ au SSW du point précédent, sa base visible se présente, sur la route de Pau, au NE d'Estillac, à l'altitude de 90 ou 92 m ; il y a donc une différence de niveau de plus de 35 m entre les deux points étudiés. En allant plus au S la pente des couches s'atténue, puisqu'aux environs de Lectoure l'altitude de la base du calcaire blanc est encore d'au moins 85 m. Il y a donc là un accident notable, faille ou flexure, sans qu'on puisse préciser davantage, le flanc S ayant été largement déblayé par la Garonne au cours du creusement de la vallée ; il se confirme que le tracé de celle-ci est commandé par des influences tectoniques : dans cette section de son parcours la Garonne borde le flanc S de la ride de Villagrains-Landiras prolongée.

Ce prolongement présente d'ailleurs une succession de dômes légèrement surélevés par rapport à l'ensemble ; la notice de la feuille d'Agen au 1 : 80.000e a déjà signalé les plus apparents qui sont, en allant de l'W vers l'E, Agen, Laspeyres (commune de Saint-Romain-le-Noble), la Serrette (E de Clermont-Dessous), Goudourville-Boudou. En général, les faibles ondulations des couches ne peuvent être décelées qu'à l'altimètre, par exemple au N d'Agen, mais, vers l'extrémité E, le dôme de Goudourville-Boudou est tectoniquement bien individualisé par rapport au reste de la ride. Si l'on explore la vallée du ruisseau qui se jette dans la Barguelonne à la Lande, au NE de Valence d'Agen, la base du calcaire blanc se présente d'abord sur le versant E, sous Maurel, à la cote 120 ; la corniche s'incline légèrement vers Costas au N ; à Salles, le calcaire n'affleure plus, au bord de la route, qu'à la cote 100 et il présente un pendage net vers le N. Peu avant Place-Longue, les assises supérieures du calcaire blanc, décapées et creusées par l'érosion, montrent un pendage net vers l'WSW ; il en est de même au hameau de Place-Longue, ce pendage étant d'environ 15°.

L'accident est très localisé ; au SW sous Serres, le calcaire blanc forme corniche au-dessus de la cote 120 ; au NNE, à l'angle de l'éperon qui porte Gaffina, à 300 m environ de Place-Longue il se montre à partir de 130 m et a repris une allure horizontale.

Un pli semblable à celui qui vient d'être décrit, aussi limité, se montre dans la vallée à l'E de Castelsagrat, à Saint-Martin.

Ainsi, dans cette région, les couches n'ont pas simplement subi une surélévation d'ensemble mais présentent de véritables plis, d'ailleurs très limités en étendue. Le calcaire blanc a participé à ces mouvements. Une observation que j'ai pu faire, à Grange Basse, entre Maurel et Costas, d'un banc bréchique inter-

1. J'ai appris, depuis la remise de cette note, que ce fait avait déjà été signalé par M. Ch. Cadéot, dans un mémoire resté inédit.

stratifié dans la mollasse de l'Agenais m'a montré un pendage faible, de même direction et du même ordre de grandeur que celui du calcaire blanc. Tectoniquement, le calcaire blanc, *dans le territoire étudié*, ne se sépare donc pas du Stampien (on sait que dans d'autres rides aquitaines, par exemple à Lesperon dans la ride de Tercis, il y a une discordance légère entre le Stampien



Fig. 1. — Croquis montrant la position de la ride de Villagrains-Landiras dans le bassin de la Garonne.

T. a. : Terrains anciens du Massif Central ; T. s. : Terrains secondaires ; T. t. q. : Terrains tertiaires et quaternaires ; L. t. : limites des terrains ; A. r. : Axes des rides ; L. g. : Limite des gypses de l'Armagnac.

Vill. : Villagrains ; Land. : Landiras ; 1, Bouglon ; 2, Tonneins ; 3, Nicole ; 4, Aiguillon ; 5, Prayssas ; 6, Castelsagrat ; 7, Goudourville ; 8, Houeillès ; 9, Durance ; 10, Castéra-Lectourois.

et les couches qui le surmontent). Il eût été particulièrement intéressant de savoir si le calcaire gris avait, lui aussi, participé au mouvement ; il y aurait là un point à considérer pour la solution d'une question qui reste controversée, celle de la place du calcaire blanc dans la classification géologique : si l'on réserve une équivalence discutée avec le Chattien d'Allemagne, faut-il le rattacher au Stampien, faut-il au contraire, suivant la classification adoptée par la carte géologique au 1 : 80.000[e], en faire la

base de l'Aquitanien ? Malheureusement, le calcaire gris n'existe, dans la région, qu'à l'état de faibles témoins sur le sommet de quelques buttes et il manque totalement sur les versants des cuvettes signalées ; la question posée reste donc ici sans réponse. Nous verrons que, plus à l'W, les mouvements se sont poursuivis jusqu'après le dépôt du calcaire gris et qu'il n'y a donc pas de coupure nette au-dessus du calcaire blanc.

Revenons au prolongement immédiat de la ride Villagrains-Landiras sur les feuilles de La Réole et de Grignols. Les observations sont ici moins faciles. D'une part, une nappe d'alluvions anciennes, probablement pliocènes (p ou p_1 de la carte au 1 : 80.000e) et les terrasses quaternaires de la Garonne et de ses affluents couvrent de vastes espaces et empêchent les observations. D'autre part, le calcaire blanc, si apparent sur la feuille d'Agen, est en général masqué dans la région actuellement considérée ; cependant on peut souvent encore le repérer dans la topographie, parfois jalonner assez exactement ses limites inférieure ou supérieure.

La direction de la ride semble marquée par un plateau étroit et élevé qui s'étend en direction NW-SE jusqu'à Bouglon, localité dont la position dominante, encore accusée par la trouée méridienne de l'Avance, est frappante. Des données stratigraphiques viennent confirmer ces présomptions :

1° Comme le montre déjà la feuille de Grignols, l'Aquitanien *supérieur* marin se tient dans les vallées au NE de Roméstaing, à une limite inférieure à celle de l'ensemble calcaire blanc-mollasses-calcaire gris ; il s'est donc déposé en bordure d'un dôme émergé dont les affleurements d'Aquitanien supérieur moulent l'extrémité. Au SE au contraire, sur le plateau qui borde la rive droite du ruisseau d'Argenton, l'Aquitanien supérieur se montre, près de Léberon dans sa position stratigraphique normale, au-dessus du calcaire gris. J'ai pu vérifier personnellement ce fait important : Lébéron était donc, à l'époque, situé sur le flanc S, immergé, du dôme ; un mouvement ultérieur l'a soulevé et incorporé à la zone faîtière. La ligne de faîte paraît avoir coïncidé approximativement avec la vallée du ruisseau d'Argenton, laquelle nous présenterait un cas typique d'inversion du relief.

2° Quelques observations de pendages, soit directement, soit par des mesures d'altitudes, vont confirmer ces données :

a) le long de la route Marmande-Grignols, à l'E de la ferme Pinson, on peut voir sur un faible parcours, les couches de l'Aquitanien se relever vers l'E ; plus loin à l'W, elles ont retrouvé leur horizontalité et forment corniche le long de la vallée ; il semble que l'on ait l'amorce du dôme de Romestaing-Bouglon.

b) tandis qu'à 5 km au S de Bouglon, à Plantey (du côté E de la route nationale), la mollasse de l'Agenais a son sommet vers 72 ou

73 m, sur la descente de la route de Bouglon à Argenton, elle affleure à la cote 85 et semble bien monter à 90 m, soit un relèvement d'au moins une douzaine de mètres.

c) dans le prolongement supposé du dôme de Romestaing-Bouglon par delà la vallée de l'Avance, on peut observer un affleurement de mollasse de l'Agenais surmontée d'un horizon représentant le calcaire blanc; la carte au 1 : 80.000e le figure entre le village de Sainte-Gemme et la maison Pitarre; il n'est bien visible que sous cette dernière, grâce à un chemin qui va vers Sainte-Gemme. La mollasse représentée par une formation gréseuse monte au moins jusqu'à la cote 95, témoignant, comme à Bouglon, d'un relèvement important.

De plus la partie inférieure de la mollasse se présente en bancs concordants faiblement inclinés (10° environ), le pendage apparent se faisant vers ESE, mais l'affleurement n'étant visible que sur la largeur du chemin, il est difficile de dire si l'on a affaire à une irrégularité originelle de la stratification ou à un pendage tectonique; la première hypothèse a contre elle la concordance des bancs, alors que les changements fréquents d'inclinaison sont la règle dans la mollasse, mais l'argument n'est pas absolument déterminant; dans la seconde hypothèse, il y aurait eu un léger plissement en pleine période stampienne, car la moitié supérieure des grès est en bancs horizontaux. Nous nous trouverions ici vers la terminaison du dôme de Romestaing-Bouglon et à l'amorce d'un autre dôme, qu'on pourrait appeler dôme de Sainte-Gemme, presque entièrement caché sous les terrasses pliocènes et quaternaires [1].

En résumé, malgré les difficultés d'observation, le prolongement de la ride Villagrains-Landiras vers l'E a pu être reconnu. L'analyse stratigraphique détaillée permet de distinguer les dernières étapes des mouvements qui ont affecté la région; après un léger plissement problématique dans le courant du Stampien, le régime continental s'affirme avec le dépôt du calcaire blanc, d'ailleurs peu épais; un mouvement positif du niveau marin amène alors la transgression de la mer des marnes à Huîtres (ou le dépôt de la mollasse). Le régime continental se rétablit ensuite avec le dépôt du calcaire gris, mais, avec de fréquentes oscillations dont témoignent les intercalations marines déjà signalées par les anciens auteurs [2], intercalations dont j'ai observé de nouveaux exemples notamment dans la corniche au S de Labastide-Castel-Amouroux, en allant vers Paraton. Un mouvement de plissement et de surrection intervient alors, à la suite duquel la mer de l'Aquitanien supérieur mord seulement sur l'extrémité occidentale et le flanc du dôme. Enfin, un nouveau soulèvement

1. Le cours de l'Avance serait passé par l'ensellement entre ces deux dômes.
2. En particulier Degrange-Touzin, et notice de la f. de Grignols.

porte les couches du flanc S à la hauteur du faîte du dôme. Dans cette section, nous avons donc la preuve que les mouvements se sont poursuivis jusqu'après l'extrême fin de l'Aquitanien.

Conclusions générales. — Le prolongement de la ride de direction pyrénéenne de Villagrains-Landiras est reconnu, dans l'état actuel de mes recherches, que je me propose d'étendre vers l'E, depuis les confins du Bazadais jusqu'aux abords de Moissac.

Accident médiocre, dira-t-on, mais il n'était pas sans intérêt de mettre en évidence ce lointain témoin des mouvements pyrénéens et le rôle que cette ride a joué et qu'elle joue encore dans le Bassin d'Aquitaine. Dans la région étudiée, elle commande le cours de la Garonne ; celle-ci longe d'abord son flanc S, puis la franchit par une cluse à la hauteur d'Aiguillon et longe ensuite son flanc N.

Si ce bombement, déjà démantelé par l'érosion, a pu orienter le cours de la Garonne, on comprend qu'il ait, à l'époque de sa surrection, joué un rôle directeur dans le remplissage sédimentaire de cette portion du Bassin d'Aquitaine. S'il a été totalement submergé par la sédimentation détritique de la mollasse de l'Agenais, à d'autres moments il s'accusait dans la géographie : nous l'avons vu projeter son extrémité en cap dans la mer des marnes à Huîtres supérieures ; c'est à sa présence qu'il faut attribuer les alternances de couches lacustres et marines, voire le mélange de coquilles des deux sortes que peut présenter le falun de Bazas vers Bouglon ou Labastide-Castel-Amouroux. La ride séparait donc, tout au moins en tant que haut-fond, deux bassins de sédimentation, l'un au N vers le Quercy, l'autre au S, s'étendant jusqu'à la ride de Roquefort-Créon-Cézan-Lavardens, bassins qui ont été envahis plus ou moins profondément lors des avancées de la mer à *Ostrea aginensis*.

Il en a été de même lorsque le régime continental s'est affirmé. Sur la feuille de Grignols, la formation de l'Armagnac, d'âge burdigalien, se tient au S de la ride et il est à remarquer que la limite des affleurements conservés est, en gros, parallèle à celle-ci. Cette formation de l'Armagnac montre un autre exemple curieux de l'influence de ces anticlinaux sur la sédimentation. Elle présente, au N de la ride Roquefort-Créon-Cézan- Lavardens, un niveau gypsifère qui ne s'étend pas jusqu'à la limite N de la formation mais s'arrête sur la feuille de Grignols, sur une ligne Houeillès-Durance sensiblement parallèle aux rides. Ce niveau se poursuit sur la feuille de Lectoure, avec une limite qui prolonge la précédente jusque vers Castéra-Lectourois. Le

fait est ici d'autant plus curieux que, dans cette bande méridienne (f. de Lectoure, d'Agen et de Villeréal), la formation de l'Armagnac déborde la Garonne — c'est-à-dire notre ride — vers le N. Quoi qu'il en soit de la cause de cette localisation des gypses, l'extension de la formation de l'Armagnac vers le N, sur le territoire de la feuille d'Agen, conduit à penser qu'à cette époque la ride y aurait été moins élevée que dans sa section occidentale et que sa surrection définitive a été plus tardive. Il nous est difficile de préciser, le dernier terrain qui a enregistré les mouvements étant ici le calcaire blanc.

Plus à l'W, au contraire, les corrélations des faciès continentaux et marins nous ont permis d'affirmer que les mouvements se sont poursuivis jusqu'après l'extrême fin de l'Aquitanien [1].

Il faut rappeler d'autre part que, s'ils ont été plus tardifs, les accidents ont, sur le territoire de la feuille d'Agen, été plus vigoureux. Il faut sans doute voir là le résultat de la proximité du môle résistant du Massif Central, flanqué de la puissante série de Jurassique des Causses du Quercy qui se projette en éperon jusqu'à Tournon d'Agenais. Sans doute aussi, faut-il penser, par-dessous la couverture sédimentaire, à un jeu du vieux fond hercynien, contre-coup des mouvements alpins qui, succédant aux mouvements pyrénéens, avaient ébranlé le vieux massif luimême.

Ainsi, le plissement étudié ne se comprend que dans le cadre général de la structure de la France et son histoire n'est qu'un épisode de la suite grandiose de phénomènes orogéniques qui ont marqué l'ère tertiaire.

1. Plus à l'W encore, P. E. Lubet a précisé (*C. R. somm. S. G. F.*, 1948, p. 309) que le dôme de Landiras, ébauché vers la fin du Crétacé, avait eu sa phase principale de surrection après l'Éocène inf.

Sur un nouveau genre de Bryozoaires du Lutétien du Bassin de Paris : *Paratretocycloecia parisiensis* n. g., n. sp.

par **E. Buge** et **P. Balavoine**[1].

Planche III.

Sommaire. — Cette note comprend la description d'un nouveau genre et d'une nouvelle espèce appartenant à la famille des *Tretocycloeciidae* Canu 1919. C'est la première fois qu'un Hétéropore ovicellé est signalé dans le Bassin de Paris.

Dans la sablière de Guitry (Eure), récemment étudiée par L. Feugueur [1947], l'un de nous (P. B.) a récolté un Hétéroporidé en excellent état de conservation, ainsi que deux fragments de la même espèce, munis chacun d'un ovicelle. Les documents que l'on possède sur le grand groupe des Hétéropores dans l'Éocène du Bassin de Paris sont extrêmement rares. Une seule espèce, petite et à caractères mal définis, y avait été jusqu'ici découverte : *Ceriopora ordonezi* Canu 1909. Elle n'est connue que par le zoarium type [Buge, E., 1946; Canu, F., 1907-1910] et deux exemplaires signalés par P. Balavoine [1949] qui a également recueilli des fragments de *Ceriopora* à Cahaignes (Eure) et à Chaumont-en-Vexin (Oise) (Lutétien inf.).

La forme recueillie à Guitry, dans le Lutétien inférieur (zone 2), nous semble appartenir à une espèce nouvelle ne pouvant entrer dans aucun des genres jusqu'ici décrits. Elle appartient incontestablement à la famille des Tretocycloeciidés.

Famille **Tretocycloeciidae** Canu 1917.

Zoarium de forme variable. Ovicelle orbiculaire, plan, régulier, traversé par les tubes et quelquefois les mésopores.

Six genres peuvent être distingués dans cette famille : *Tretocycloecia* Canu 1917, *Alveolaria* Busk 1859, *Telopora* Canu et Bassler 1920, *Psilosolen* Canu et Bassler 1922, *Paratretocycloecia* Canu 1917 et *Paratretocycloecia* n. gen.

1. Note présentée à la séance du 5 février 1951.

Genre *Paratretocycloecia* nov.

Le zoarium est branchu, typiquement d'Hétéroporidé. L'ovicelle est plat, légèrement allongé transversalement. *Sa surface est réticulée.* Les tubes traversent l'ovicelle. Oeciopore inconnu.

Paratretocycloecia se distingue immédiatement des autres genres de la famille par la structure de la frontale de son ovicelle qui est réticulée. Bien que Canu [1917] indique dans la diagnose de sa famille nouvelle que l'ovicelle est lisse, nous pensons que ce genre doit rentrer dans les Trétocycloeciidés.

Paratretocycloecia parisiensis n. gen. n. sp.

Pl. III, fig. 1-5 et fig. 1 dans le texte.

Diagnose : Zoarium massif, arborescent, sans croissance définie. Surface légèrement mamelonnée. Orifices des tubes zoéciaux disposés



Fig. 1. — *P. parisiensis* n. gen., n. sp.
Section naturelle d'une branche (× 16).

en quinconce irrégulier, polygonaux. Ils paraissent se terminer par un entonnoir très court et très évasé. Mésopores petits et peu nombreux,

de dimensions variables, ne traversant pas les ovicelles. La paroi des tubes est finement ponctuée et présente de rares diaphragmes [1].

L'ovicelle est très légèrement bombé, ovale elliptique ; sa surface est constituée par un réseau calcaire ne correspondant pas aux mésopores. Il est traversé par les tubes qui se groupent à sa périphérie. L'œciopore est invisible. Il est possible que la libération des larves se soit effectuée par rupture car les deux exemplaires d'ovicelles que nous possédons sont brisés.

Dimensions : Hauteur maximum du zoarium : 27,50[2] ; largeur maximum du zoarium : 24,00 ; largeur moyenne des branches : 7,00 ; diamètre moyen des autozoïdes : 0,12 ; diamètre moyen des mésopores : 0,03-0,06 ; diamètre moyen des réticulations de l'ovicelle : 0,01-0,03 ; longueur de l'ovicelle ; 2,3-2,7 ; largeur de l'ovicelle : 1,8-2,0.

Affinités : L'espèce est bien caractérisée par son ovicelle. *Tretocycloecia reticulata* Canu et Bassler 1920 [Canu et Bassler, 1920] a des mesures micrométriques voisines, mais son ovicelle est très différent.

Holotypes : Coll. Balavoine et Coll. Lab. Paléont. Mus. (N° Ff-0601-*a*). Lutétien inférieur de Guitry (Eure).

La découverte de cette espèce dans l'Éocène du Bassin de Paris est intéressante à deux points de vue. Il était étonnant que la famille des *Tretocycloeciidae*, si bien représentée en Amérique du Nord à cette époque, soit complètement absente du Tertiaire parisien. Cette lacune est comblée en partie. D'autre part, *Paratretocycloecia*, avec l'ornementation si particulière de son ovicelle et la présence des mésopores, confirme ce qu'écrivaient Canu et Bassler en 1922 : Les genres les plus différenciés de la famille se rencontrent au Crétacé et à l'Éocène ; on observe ensuite une simplification progressive de la structure du zoarium et de l'ovicelle.

Les photographies accompagnant cette note ont été exécutées par M. Robert Lami, sous-directeur du Laboratoire de Cryptogamie du Muséum.

1. Aucune coupe n'a pu être réalisée en raison de la rareté des échantillons et de leur fragilité. Le dessin a été effectué par M[lle] Cintract d'après la photographie d'une section naturelle.
2. Toutes les dimensions sont données en mm.

BIBLIOGRAPHIE

1. Balavoine, P. (1949). — Note sur la faune lutétienne de Villers sur le Roule et de Venables (Eure). *Bull. Mus. nat. Hist. nat* (2), 21, p. 772-775.
2. Buge, E. (1946). — Catalogue des Bryozoaires types et figurés. III. Cyclostomes de l'Éocène du Bassin de Paris. *Ibid.*, (2), 18, p. 366-371.
3. Canu, F. (1907-1910). — Bryozoaires des terrains tertiaires des environs de Paris. *Ann. Paléont.*, 2-5, p. 1-164, 18 pl.
4. — (1917). — Étude sur les ovicelles des Bryozoaires cyclostomes (2e contribution). *B.S.G.F.* (4), XVII, p. 345-347, 1 pl.
5. Canu, F. et R.S. Bassler (1920). — North american early Tertiary Bryozoa. *Bull. U. S. nat. Mus.*, nº 106, p. 1-879, fig., 162 pl.
6. — (1922). — Studies on the Cyclostomatous Bryozoa. *Proc. U. S. nat. Mus.*, 61, nº 22, p. 1-160, fig., 28 pl.
7. Feugueur, L. (1947). — Étude du Cuisien dans les Vexins français et normand. *B.S.G.F.* (5), XVII, p. 543-558.

LÉGENDE DE LA PLANCHE III

Paratretocycloecia parisiensis Buge et Balavoine, n. g., n. sp.

Fig. 1. — Zoarium type × 3/2.

Fig. 2. — Surface du zoarium type (× 12).

Fig. 3. — Surface du zoarium type (× 30).

Fig, 4 et 5. — Deux ovicelles (× 30).

L'échantillon représenté figure 4 est au Lab. de Paléontologie du Muséum. Les autres sont dans la collection Balavoine.

Réflexions et discussions à la suite des récents travaux sur les feldspaths

par **R. Perrin** et **M. Roubault**[1].

Sommaire. — Les auteurs résument les belles études et expérimentations récentes sur l'albite d'une part, et le diagramme orthose-albite d'autre part. Ils constatent qu'elles obligent Bowen et Tuttle à faire, pour expliquer la genèse, à partir de magmas fondus, des roches plutoniques et filoniennes à albite et de granites, une nouvelle et grande hypothèse, celle de leur recristallisation dans le solide à basse température. Tout en constatant cette convergence avec leur propre conception « que la structure granitique leur paraît caractéristique de cristallisation dans le solide », ils exposent sommairement les raisons pour lesquelles cette hypothèse ne leur paraît pas compatible avec l'observation des faits pour de nombreux granites.

Depuis longtemps déjà, la présence de certains minéraux dans les roches profondes, granites en particulier, et les pegmatites, a imposé la conception d'une température de formation relativement basse pour ces roches. Raguin [1946], par exemple, situe l'intervalle de cristallisation d'un granite magmatique entre 900 et 600°. Pour les pegmatites, il évalue la température aux environs de 600° du fait de présence de quartz α et β. Ces roches ne sont, en réalité, fusibles qu'à des températures beaucoup plus élevées ; la difficulté a été tournée, dans la conception magmatique, par l'hypothèse de l'existence initiale d'une grande quantité d'eau.

Les belles expériences de Goranson, sur la fusion de mélanges silicatés de composition granitique en présence de vapeur d'eau, ont prouvé que leur point de fusion pouvait effectivement être abaissé sous pression jusqu'à une température proche de 600° par absorption d'importantes quantités d'eau.

Nous avons, à différentes reprises, indiqué les raisons, essentiellement fondées sur les observations sur le terrain et sous le microscope, qui nous ont fait conclure à un mode de formation tout autre pour ces roches, mais, suivant en cela les préceptes d'Henry Le Châtelier, qui recommandait d'examiner un problème

1. Note présentée à la séance du 22 janvier 1951.

complexe sous tous ses angles, sans en omettre aucun, il nous apparaît utile de reprendre la question des roches profondes, ainsi que des pegmatites, sous l'angle de leur constitution minéralogique, à la suite de récentes études fort intéressantes et instructives. Elles sont en particulier l'œuvre de :

1° Köhler pour les formes haute et basse température de l'albite ;

2° l'Université de Chicago à la suite de T. W. Barth ;

3° Geophysical Laboratory du Carnegie Institute de Washington, sous l'impulsion de Bowen et Tuttle ; dans ce laboratoire a été poursuivie en particulier l'étude des diagrammes de mélanges de feldspaths alcalins, orthose-albite, à sec et sous pression de vapeur d'eau, ainsi que de nouvelles études sur l'albite.

Le remarquable numéro de septembre 1950 du *Journal of Geology* apporte sur ces sujets une riche moisson d'observations précises et de faits auxquels nous prions nos lecteurs de se reporter pour plus de détails. Nous n'en citerons ici que les conclusions essentielles ainsi que certains commentaires de Bowen et Tuttle aux fins de discussions.

Pour plus de clarté, nous distinguerons les travaux relatifs à un seul feldspath, en l'occurrence, l'albite et les feldspaths calcosodiques et les travaux qui ont trait aux mélanges des feldspaths alcalins : orthose, albite.

Köhler [1941] a mis en évidence optiquement l'existence des deux formes de l'albite : l'albite basse température et l'albite haute température, que nous désignerons sous les abréviations BT et HT. La forme BT est celle des roches profondes et des pegmatites ; la forme HT est fréquente en phénocristaux dans les laves. Par chauffage, les albites naturelles BT se transforment plus ou moins aisément, selon leur origine, en forme HT ; Bowen et Tuttle [1950, b] ont pu fixer expérimentalement un maximum approximatif pour la température de transformation, ainsi estimée à 700°.

Le résultat inverse : transformation d'albite HT en albite BT, ne semble pas avoir été obtenu. Comme nous le dirons par la suite, Bowen et Tuttle envisagent simplement sa possibilité au cours des refroidissements extrêmement lents des roches profondes. Ils ont, par contre, essayé d'obtenir directement l'albite BT par cristallisation de verres ou synthèses directes, en utilisant l'action de la vapeur d'eau. Mais, dans tous les cas, au prix de tentatives répétées, et même en descendant à des températures aussi basses que 250°, ils ont obtenu uniformément la forme HT. Ainsi, si les qualifications BT et HT sont justifiées

par la transformation par chauffage de la première forme en la deuxième, le fait que certains procédés de formation donnent la deuxième, même à 250°, permet d'élever un doute sur la justesse absolue du qualificatif ; on peut se demander si l'obtention de l'une ou l'autre sorte ne tient pas plutôt à l'ensemble du processus de genèse, température comprise.

Notons ce résultat curieux et instructif que de nombreuses tentatives de synthèse par pneumatolyse ont conduit uniformément à l'obtention de l'albite HT. Il serait intéressant que soit déterminé à quelle forme appartiennent les feldspaths sodiques et calcosodiques produits par M. Wyart, au cours de ses si intéressantes expériences.

De toutes façons, nous retrouvons, avec l'albite, confirmation de la température basse de formation des granites, 700° au maximum (ceci sous réserve de l'hypothèse de Bowen et Tuttle dont nous parlerons tout à l'heure à propos des diagrammes de feldspaths). Mais les conclusions possibles dépassent le cas des granites proprement dits : Bowen et Tuttle ont montré que la différence entre les formes HT et BT, tout en s'atténuant progressivement, subsiste dans les plagioclases jusqu'à des teneurs de 35 % d'anorthite, teneurs usuelles dans des roches comme les diorites, fréquemment associées aux granites ou gabbros, ou représentant localement des faciès endomorphiques des granites (ex. Champ de Feu — Quérigut) ; les plagioclases des diorites devraient donc normalement être de la forme HT, car le point de fusion des diorites est élevé et à notre connaissance aucune expérience n'a encore mis en évidence un abaissement net de ce point de fusion par vapeur d'eau. La théorie de la différenciation voudrait d'ailleurs que les diorites cristallisent en magmas secs, l'eau résiduaire se concentrant dans les liquides granitiques.

Bowen et Tuttle indiquent que les albites des roches profondes sont de la forme BT ; ils ajoutent, dans un désir naturel de concilier les faits et leurs théories, qu'il est possible « que la forme HT ne puisse pas survivre à la période excessivement longue de régime à température modérée qui est caractéristique des conditions plutoniennes ». Ils ajoutent cependant très objectivement « that the high form will have a memory of its former states, that is, it will show characters whe permit as certaining wether or not its grow is the high modification », cette « memory » pouvant résulter de la forme, des propriétés optiques ou des mâcles et particulièrement de celles-ci ; ils font ainsi appel à de nouvelles observations précises, certainement désirables.

Dans l'état actuel de la question, nous remarquerons simple-

ment que la forme BT est celle des roches métamorphiques, des roches plutoniques et des pegmatites, tandis que la forme HT se rencontre dans les laves épanchées, et qu'ainsi, jusqu'à plus amples observations, il n'y a pas de coupures en ce qui concerne l'albite entre les trois premières catégories, tandis qu'il en existe une entre elles et les laves.

Bowen et Tuttle écrivent aussi que la présence, dans des roches profondes, de feldspaths riches en soude à noyau de forme HT et périphérie de forme BT, serait une preuve « décisive » de l'histoire magmatique de ces roches.

Nous ne le croyons pas : de par les propres expériences de ces auteurs, la seule conclusion vraiment autorisée, en présence d'une telle constatation, serait que le noyau s'est formé 1° ou bien à une température supérieure à 700°, ce qui n'implique pas, obligatoirement et de loin, l'état liquide ; 2° ou bien, à température plus basse encore, par un processus impliquant action de vapeur d'eau (éventuellement aussi d'autres corps à action de présence).

De telles observations, non faites d'ailleurs, n'apporteraient donc pas, à notre sens, la « preuve décisive de l'histoire magmatique ».

La détermination de la forme de l'albite ou des plagioclases peut apporter d'autres enseignements. Nous citerons deux exemples :

1° Distinction de phénocristaux originaux de laves, de phénocristaux développés par métasomatose, dans une aire de granitisation comme nous en avons observé à Saint-Jean-du-Doigt, par exemple [Perrin et Roubault, 1938].

2° L'étude des albites des spilites doit permettre d'apporter une lumière intéressante sur ce problème très important. Tous les spilites sont-ils des roches épanchées. Y a-t-il spilites et spilites ? etc...

C'est dire combien la contribution apportée par Köhler et les études ultérieures nous semblent d'un intérêt primordial.

D'un intérêt tout aussi grand est l'étude expérimentale des diagrammes d'équilibres des mélanges de composition : orthose-albite, tant dans le liquide que dans le solide. J. F. Schairer [1950] a établi le diagramme de solidification, à sec, en « dry melt » et a obtenu, par des maintiens prolongés à température très voisine de la solidification, des cristaux de feldspaths, sans aucune intervention d'eau.

Bowen et Tuttle [1950, a], de leur côté, ont établi les courbes de solidification en présence d'eau, sous pressions variables jus-

qu'à 2.000 atmosphères, c'est-à-dire les « liquidus » correspondants, ainsi que les transformations ultérieures dans le solide. La composition des feldspaths a été déterminée par rayons X.

Résumons brièvement les résultats :

1° Dans tout le domaine qui s'étend des dry melts jusqu'à des pressions sous vapeur d'eau dépassant 2.000 atmosphères, c'est la leucite qui se dépose d'abord dans la zone riche en potasse ; l'augmentation de la quantité d'eau réduit progressivement et fortement l'étendue de cette zone à leucite ; ainsi un magma riche en potasse, refroidi lentement, sans grand excès de silice ni d'eau, devrait normalement déposer d'abord la leucite. Nous signalons ce fait sans insister davantage.

2° Abstraction faite de la leucite, la courbe de solidification des mélanges Or et Ab est typiquement celle de corps présentant des solutions solides complètes, avec un minimum de point de solidification, correspondant à une composition qui varie légèrement avec la quantité d'eau et se situe entre 65 et 70 % d'albite.

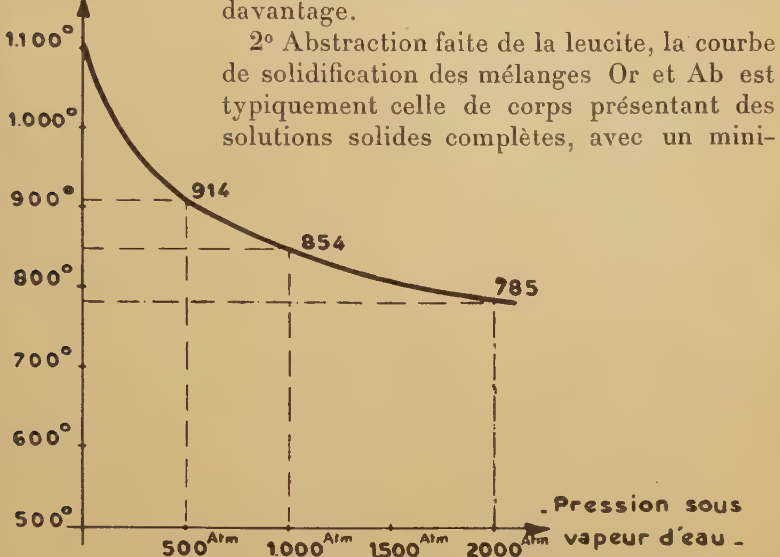


Fig. 1. — Graphique donnant les points de fusion minimum du mélange orthose-albite ; ce graphique a été tracé par nous en utilisant les données de Bowen et Tuttle.

3° L'augmentation de la quantité d'eau et parallèlement de la pression, abaisse les températures de solidification des liquides, mais, quand la pression augmente, l'abaissement, pour une même augmentation de pression supplémentaire, décroît rapidement. Nous avons tracé le graphique ci-joint, qui montre cet abaissement, en fonction de la pression, du point de fusion minimum

(65 à 70 % d'Ab). L'extrapolation ne permet pas de déterminer si la courbe tend vers une asymptote aux pressions extrêmement élevées ; mais on en déduit cependant aisément qu'à une pression de 4.000 atmosphères correspondant à une profondeur de plus de 14 km, le point de fusion minimum serait encore au moins de 650° C.

4° Or, Ab forment à haute température des solutions solides complètes, mais cette miscibilité cesse dans le solide à une température qui est fonction de la composition. C'est dire que les cristaux homogènes, déposés à haute température, doivent donner naissance, lors du refroidissement, à des zones feldspathiques de composition différente, l'une plus riche en K, l'autre plus riche en Na.

Bowen et Tuttle ont tracé la courbe séparant ainsi la zone : un seul feldspath, de la zone : deux feldspaths, courbe qu'ils appellent le « solvus ». Ils font remarquer que l'eau n'a aucune action sur la position de cette courbe, et qu'en général, d'ailleurs, sa fonction essentielle est celle d'un « fondant » et d'un agent facilitant la cristallisation, sa présence ne pouvant pas changer pratiquement les équilibres entre cristaux.

La forme de la courbe : solvus est telle que les deux cristaux en équilibre à une même température ont des compositions

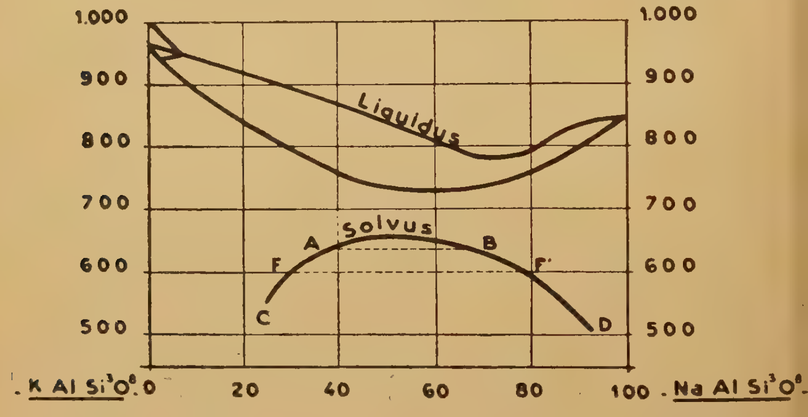


Fig. 2. — Diagramme pour PH^2O = 2000 kg/cm² (selon Bowen et Tuttle).

d'autant plus extrêmes en K et Na que la température est plus basse ; il faut descendre en dessous de 500° pour que puissent se former simultanément deux feldspaths de compositions relativement extrêmes, l'un riche en K, l'autre très riche en Na.

Essayons de voir, à la lueur de ces diagrammes, ce qui se pas-

serait lors de la solidification d'un magma potassique et sodique. Si la courbe des points de solidification, le liquidus ne coupe pas le solvus (fig. 2), il ne peut se déposer, quelle que soit la composition initiale, qu'un seul feldspath ; si elle le coupe, il se déposera deux feldspaths, l'un plus riche en K, l'autre plus riche en Na, mais la composition de ces deux feldspaths, initialement déposés, sera d'autant moins différente que la température minimum du liquidus sera moins basse. Même si les deux feldspaths se déposaient à 600°, chiffre extrême trouvé par Goranson pour un magma silicaté à composition granitique à 7 % d'eau, les diagrammes montrent que l'orthose contiendrait encore environ 30 % d'albite et l'albite 20 % d'orthose, points F et F′ du graphique joint.

Examinons successivement les deux cas : dépôt d'un seul feldspath et de deux feldspaths.

1) *Dépôt d'un seul feldspath* : supposons-le riche en K par exemple ; quand, lors du refroidissement, la température devient celle qui correspond au solvus, pour la composition de ce feldspath, point A par exemple, vont apparaître des plages extrêmement petites d'un feldspath plus riche en Na, de composition correspondant au point B ; puis, au fur et à mesure que le refroidissement progressera, ces plages s'accroîtront, la composition de la partie potassique devant suivre la courbe A C, celle du feldspath sodique la courbe B D, et ceci, s'il y a équilibre à chaque instant, jusqu'à la température ordinaire, où le feldspath primitif sera composé essentiellement d'un mélange de plage d'Or et d'Ab, c'est-à-dire sera une microperthite.

Bowen et Tuttle constatent qu'il en est ainsi, même dans des sanidines ou orthoclases optiquement et microscopiquement considérées comme homogènes, où des examens aux rayons X ont déterminé la présence d'orthose et d'albite presque pures. Ils concluent que c'est là le mode de formation des microperthites dans les syénites et trachytes où elles sont particulièrement fréquentes, car pour ces roches, qui ne contiennent pas « d'autre flux que l'eau », la température de solidification est certainement supérieure à celle qui permettrait le dépôt direct de deux feldspaths : 650° environ maximum.

Nous reviendrons ultérieurement sur cette question des microperthites.

2) *Dépôt de deux feldspaths*. Si la courbe du liquidus est suffisamment basse pour pouvoir recouper celle du solvus, il y a dépôt de deux feldspaths. Ceci suppose, répétons-le, que le point de solidification soit inférieur à 650° et même à 500° pour que l'un

soit relativement très riche en K, l'autre très riche en Na. Or, c'est un fait que dans des « deep seated syenites » ou des granites, on trouve côte à côte de l'orthose et de l'albite presque pure. Même à 600° le magma déposerait de l'orthose contenant 30 % Ab et de l'albite contenant 20 % Or. Normalement, lors du refroidissement ultérieur, chacun des feldspaths séparés devrait évoluer comme notre feldspath unique de tout à l'heure et donner lieu à une microperthite ; on devrait donc constater l'existence de deux microperthites, l'une riche en K, l'autre riche en Na. On sait qu'il n'en est rien. Dans certains granites ou syénites existent à la fois des orthoses et des albites presque pures.

Aussi Bowen et Tuttle, pour conserver l'origine magmatique, sont-ils astreints à faire une nouvelle hypothèse : « le liquide résiduel, riche en eau, doit évidemment s'appauvrir en eau par l'effet d'ébullition accompagnant la cristallisation, mais cette ébullition est très lente ; aussi, grâce à l'effet de ce liquide très actif et surtout des potent fluxes qu'il contient, ou enfin de la vapeur d'eau lorsqu'il n'y a plus de liquide, on peut s'attendre à une recristallisation complète, à température basse, des feldspaths antérieurement formés avec genèse des nouveaux feldspaths avec lesquels le liquide ou la vapeur sont en équilibre à ces basses températures ». On peut donc ainsi aboutir, d'après ces auteurs, à la coexistence de feldspaths de composition extrême.

A vrai dire, même dans cette hypothèse, on ne voit pas pourquoi une recristallisation est nécessaire pour rétablir l'équilibre : la simple séparation de plages potassique et sodique en microperthites suffit à elle seule pour atteindre ce but : la recristallisation n'est nécessaire que parce que ce n'est point ce qu'on observe en pratique ; mais on ne voit pas non plus pourquoi elle sépare nécessairement les feldspaths orthose et albite en cristaux distincts. De toutes façons, les roches à feldspaths zonés — et il existe des granites à feldspaths zonés — ne peuvent pas avoir recristallisé, car la recristallisation aurait dû donner naissance à un feldspath homogène.

Il est aussi difficile de comprendre pourquoi cette recristallisation n'atteint pas avec la même densité les roches recoupées avec contact tranchant parfois par les granites et qui ont dû être soumises à l'action des mêmes liquides et vapeurs, ces roches gardant souvent leurs anciennes structures gneissiques ou schisteuses, etc...

Bowen et Tuttle ne disent pas, d'ailleurs, si cette recristallisation est, dans leur esprit, seulement limitée aux feldspaths, auquel cas les nouveaux se seraient substitués rigoureusement aux

anciens dans tous leurs contours, ce qui est peu vraisemblable, en particulier lorsque ces feldspaths ne sont pas jointifs, ou s'il y a eu recristallisation totale à basse température.

Mais que deviennent alors, dans ce cas, la règle de Rosenbusch et les séquences de cristallisation et toutes les théories qui en sont issues ? Ces nouvelles hypothèses imposées par les faits expérimentaux obligent, de toutes façons, à réviser bien des dogmes.

S'il y a eu recristallisation totale, comment expliquer en outre que les « relics » de biotite ou de hornblende sont essentiellement dans les orthoses. Comment interpréter les « corrosions » entre cristaux, que les études précises d'auteurs divers mettent de plus en plus en évidence, les innombrables observations de gouttes de quartz à extinction simultanée dans les orthoses, de microperthites, de myrmékites etc., etc. [1].

Nous avions énuméré très succinctement, dans notre article paru dans le *Journal of Geology* [1949], un certain nombre des multiples hypothèses qui sont nécessaires dans la théorie de la « crystallization-differenciation » pour tenter d'expliquer les observations pétrographiques.

Nous étions en dessous de la vérité, puisque l'éminent théoricien des magmas, Bowen, à la suite de ses excellentes expérimentations, dont il expose objectivement les résultats, est conduit à surajouter une énorme hypothèse, celle de la recristallisation à basse température des feldspaths alcalins de nombreuses roches grenues, en particulier de granites, hypothèse non moins difficile à concilier à notre sens, avec les faits observés. Bowen et Tuttle ajoutent que ce sont ces mêmes vapeurs remplissant les interstices microscopiques, qui sont responsables de l'apport « dans les roches encaissantes » et de la « granitisation de ces roches ».

Mais, comme chacun sait, il n'y a pas seulement apport d'éléments, il y a aussi départ d'autres éléments et métasomatose ; Bowen et Tuttle ne traitent pas du mécanisme de ce départ. On devrait donc conclure que ces vapeurs produiraient recristallisation simple pour le granite et certaines cristallisations nouvelles avec métasomatose dans les roches encaissantes : nous nous demandons si l'on peut placer la coupure entre l'un et l'autre

1. La fréquence de ces faits dans les granites a conduit récemment un autre magmatiste, O. H. Erdmannsdörffer [1950], à imaginer une phase ultime « endomagmatique » de la cristallisation des magmas, avec une intervention de solutions qui conduit à des structures entièrement analogues à celles que donnent les processus métamorphiques, en une nouvelle « convergence ».

mécanisme dans un massif granitique et en particulier dans certains contacts granitiques : les photos des planches I et II de notre mémoire [1939] nous paraissent suffisamment éloquentes par elles-mêmes pour ne pas insister davantage. Lorsqu'à titre d'exemple, un grand cristal d'orthose est à cheval sur le granite et sur une enclave mélanocrate à grain fin, exemple pl. I photo 15, résulte-t-il de la recristallisation de feldspaths antérieurement formés du granite ou de métasomatose dans l'enclave ?

Lorsque des plages entières de granite se forment à l'intérieur des roches encaissantes ou des enclaves (voir encore photo de notre mémoire) et que ces plages sont identiques micrographiquement au granite lui-même, sont-elles dues, elles aussi, à une recristallisation de feldspaths antérieurs ? s'il y a formation dans ces roches ou enclaves d'un seul feldspath, orthose par exemple, identique à l'orthose du granite, comment ce feldspath unique pourrait-il résulter d'une recristallisation, ou, s'il s'est formé par un autre processus, être rigoureusement identique à ceux du granite qui, eux, proviendraient d'une recristallisation, etc., etc.

Résumons en un tableau les différentes structures feldspathiques que pourraient présenter les syénites et granites alcalins, soit sans recristallisation, d'après les diagrammes de solidification, soit avec recristallisation, dans l'hypothèse de Bowen et Tuttle. Nous le ferons, en remarquant en plus, que, même dans le cas de liquidus recoupant le solvus, il n'y a encore, d'après les diagrammes, dépôt initial que d'un seul feldspath, si le rapport $\frac{K^2O}{Na^2O}$ est élevé :

	Sans recristallisation	Avec recristallisation hypothétique de Bowen et Tuttle
1) Courbe de solidification ne coupant pas le solvus : syénites-granites ?	Une microperthite	Deux feldspaths : l'un potassique, l'autre sodique.
2) Courbe de solidification recoupant le solvus : granites et syénites néphéliniques ?		
a) Rapport $\frac{K^2O}{Na^2O}$ élevé.	Une microperthite	Deux feldspaths : l'un potassique, l'autre sodique.
b) Autres cas.	Deux microperthites : l'une riche en K^2O, l'autre riche en Na^2O.	

Bien entendu, les critères permettant de définir dans quel cas il doit y avoir recristallisation ou non sont encore plus hypothétiques que celle-ci.

Exemple : Il existe des granites à microperthite, tels que le granite du Kuboos Batholith décrit par Van Biljon [1940]; le rapport $\frac{Na^2O}{K^2O}$ de la perthite atteint, en certains points, une valeur proche de 0,6 à côté d'un plagioclase très sodique à 14 % d'An. La présence de microperthite indiquerait, selon l'hypothèse, que le granite n'a certainement pas recristallisé. Or, sa structure est classique et ne se distingue en rien de celle des autres granites.

Bien plus, le granite de Trebeurden étudié par nous [1938], montre côte à côte des cristaux d'orthose et d'un microcline à fine microperthite. Ce fait est incompatible avec les diagrammes, même si l'on ajoute l'hypothèse recristallisation. Il est vrai que notre examen nous a montré la naissance, à l'intérieur des enclaves mélanocrates, et donc par métasomatose, de plages entières granitiques contenant le même orthose et le même microcline à microperthite, ce qui lève pour nous le mystère.

Microperthites — Répétons que Bowen et Tuttle interprètent celles-ci comme issues de la séparation de plages d'Or et d'Ab dans un cristal constitué primitivement d'une solution solide Or et Ab. Quel que soit le mode de genèse attribué à ce cristal, cette interprétation nous paraît vraie pour certaines microperthites, puisque Spencer, en particulier, a pu homogénéiser facilement et à température relativement basse en des temps courts de tels cristaux naturels, en particulier pour les monostones de Ceylan. Remarquons, en passant, que le cristal ainsi homogénéisé garde la forme BT et ne peut être transformé en forme HT que par un chauffage prolongé à température proche du point de fusion.

L'observation montre, d'autre part, que des microperthites se sont formées par métasomatose : ex. Trebeurden ; études de D. L. Reynolds [1936] sur les enclaves de quartzites partiellement transformées en syénite dans les hornblendites de Kiloran Bay, Colonsay ; observations de R. A. Higazy [1949] sur les pegmatites des Black Hills — South Dakota, montrant la formation progressive dans des schistes de phénocristaux de microperthite, dont beaucoup contiennent encore des résidus importants des cristaux des schistes.

Mais les aspects des perthites sont très divers : selon l'allure des inclusions d'albite, Anderson les a classées en string, film, vein et patch type ; des zonarperthiten ont été décrites et photo-

graphiées par Ch. Exner [1948], etc. On peut se demander avec ce dernier, s'il n'y a pas des perthites primaires résultant de la simple « exsolution » de l'albite au cours d'un refroidissement et des perthites secondaires provenant de l'albitisation secondaire d'une orthose antérieure. Les fines observations de D. L. Reynolds, Higazy et Exner, auxquelles nous renvoyons le lecteur, semblent montrer l'existence effective des perthites secondaires.

De nouvelles études sur les perthites paraissent devoir être fructueuses. Peut-être des essais d'homogénéisation par chauffage permettraient-ils de distinguer les deux sortes de perthites, les secondaires devant être, à priori, moins aisées à homogénéiser que les primaires.

Conclusions. — Les investigations récentes, optiques, radiographiques, ou par études de synthèses et de diagrammes, apportent des éléments nouveaux d'une très grande valeur pour l'étude du mode de genèse des différentes roches, surtout si on les rapproche des observations pétrographiques macro- ou micrographiques. Comme toujours, l'apparition de nouveaux moyens d'analyse doit permettre une progression rapide de la connaissance.

Les résultats d'ensemble déjà obtenus mettent en évidence une cristallisation à basse température des roches plutoniques et des pegmatites. Dans la conception magmatiste, ce fait oblige à l'addition de nouvelles et considérables hypothèses à conclusion incertaine et peu en accord, selon nous, avec les faits.

Nous constaterons en tous cas que Bowen et Tuttle sont, dès maintenant, conduits à envisager que la cristallisation actuelle de deep seated syenites et de granites est une cristallisation à basse température et non point le résultat de la cristallisation directe d'un magma fondu ; c'est dire qu'ils aboutissent à penser qu'il y a eu recristallisation dans le solide.

Nous avons dit pourquoi nous nous refusions à admettre des « convergences » de structure entre les roches granitisées dans le solide, dont tout le monde admet maintenant l'existence et des roches cristallisées à partir d'un magma, et avons ajouté que la structure granitique nous paraissait caractéristique de cristallisation dans le solide.

Nous noterons qu'une convergence — en esprit celle-là — se dessine en faveur de cette dernière conception et souhaitons que les nouvelles investigations et réflexions arrivent prochainement à une convergence des pétrographes sur l'ensemble des conceptions sur ce problème capital de la genèse des granites.

Les récents et remarquables travaux que nous avons résumés et discutés, ne nous paraissent pas apporter des enseignements propres à modifier les nôtres, au contraire.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

Bowen, N. L. et Tuttle (1950, a). — The System Na Al Si^3O^8 — K $AlSi^3O^8$ — H^2O. *Journal Geol.*, vol. 58, p. 489-511.

— (1950, b). — High Temperature Albite and contiguous Feldspars. *Ibid.*, vol. 58, p. 572-583.

Exner, Ch. (1948). — Tektonik Feldspatausbildungen und deren gegenzeitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. *Tchermaks Min. u. Petr. Mitt.*, F. 3, Bd 1, H. 3, p. 198-284.

Higazy, R. A. (1949). — Petrogenesis of perthite pegmatites in the Black Hills, South Dakota. *Journ. Geol.*, vol. 57, p. 555-581.

Köhler, A. (1941). — Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik von vorangegangenen Wärmeverhalten. *Zeitschr. Kristall. Min. Petr. Mitt.*, vol. 53, p. 24-49.

Perrin, R. et Roubault, M. (1938). — Observations sur les filonnets du magmatic stopping de Saint-Jean-du-Doigt (Bretagne). *B.S.G.F.* (5), VIII, p. 665-673.

— (1939). — Le Granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5ᵉ sér., nº 4, 6 pl.

— (1949). — On the granite Problem. *Journ. Geol.*, vol. 57, p. 357-380.

Raguin, E. (1946). — Géologie du Granite. Masson et Cie, Paris.

Reynolds, D. L. (1936). — Demonstration in Petrogenesis from Kiloran bay, Colonsay. *Mineral Mag.*, vol. XXIV, nº 155.

Schairer, J. F. (1950). — The Alkali Feldspar Join in the System Na Al SiO^4 — K Al SiO^4 — SiO^2. *Journ. Geol.*, vol. 58, p. 512-517.

Erdmannsdörfer, O. H. (1950). — Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granit problemes. *Heidelberger Beitr. Min. u. Petr.*, Bd 2, p. 334-377.

Van Biljon, S. (1940). — The Kuboos Batholith — Nomaqualand South Africa. *Publ. Univ. Pretoria*, ser. 2, Nat. Sc., nº 6.

Note préliminaire sur le Carbonifère de l'Ahnet et du Mouydir (Sahara central)

par **J. Follot**[1].

Sommaire. — Dans l'Ahnet et le Mouydir, la série dinantienne est représentée par une épaisse série de schistes et de grès avec de minces intercalations de calcaire renfermant une très riche faune de Goniatites et de Brachiopodes. Au-dessus des calcaires à *Productus giganteus*, une série de schistes sombres peut représenter le Namurien. En discordance sur le Dinantien, on observe des couches rouges à débris de Végétaux, pouvant correspondre au Carbonifère supérieur.

Le Carbonifère, surtout le Dinantien, est largement représenté dane la plaine prétassilienne qui s'étend en avant des tassilis jusqu'au plateau secondaire du Tidikelt. Sa stratigraphie y présente des variations que nous suivrons aisément par l'étude de quelques coupes fondamentales.

L'Ahnet. — Comme je l'ai déjà indiqué, le Dévonien supérieur de l'Ahnet marque à son sommet une nette tendance au relèvement du fond. Les couches correspondantes sont des grès en plaquettes à ripples marks et pistes de Vers. Un régime franchement marin se rétablit dès la base du Tournaisien.

En effet, sur les couches précédentes se plaque une pellicule de calcaire souvent oolithique, qui renferme les fossiles caractéristiques de la zone d'Etroengt :

Spirifer julii Dehée, *S. tornacensis* de Kon., *S. suavis* de Kon., *Productus praelongus* Sow., *P. scabriculus* Martin, *Rhynchonella letiensis* Goss., *R. acutirugata* de Kon., *Chonetes hardrensis* Phill., *Retzia* aff. *multicostata* de Kon.

Au-dessus viennent des schistes argileux verdâtres intercalés de nombreux petits bancs de calcaire à « cone in cone ». A leur partie supérieure, dans des rognons de calcaire dolomitique, nous récoltons une faune abondante, surtout en Goniatites :

Munsteroceras rotella de Kon., *M. complanatum* de Kon., *M. inflatum* Delépine, *M. corpulentum* Crick, *Pericyclus blairi* Miller et Gurley, divers *Pericyclus* du groupe de *P. impressus*, d'autres du groupe de *P. simplex* var. *multiplicatus*. Ces Goniatites sont asso-

1. Note présentée à la séance du 5 février 1951.

ciées à de nombreux Polypiers simples dont : *Amplexus spinosus* DE KON., *Zaphrentis omaliusi* M. E. et H., à des Gastéropodes dont *Pleurotomaria benediana* DE KON.

L'ensemble de la faune est connu en Belgique et en Irlande dans le Tournaisien supérieur, mais il est possible qu'elle se trouve ici à un niveau moins élevé. Le Tournaisien se poursuit par quelques mètres de schistes gréseux en fines plaquettes couvertes de ripples marks, puis par de nouveaux schistes argileux. Ceux-ci font place à une série gréseuse souvent à stratification entrecroisée, qui est couronnée par un banc de calcaire où l'on trouve de nombreux Brachiopodes :

Spirifer tornacensis DE KON., *S. distans* SOW., *S, pinguis* SOW., *S. pinguis* var. *subrotundatus* MAC COY, *S. acutus* DE KON., *Syringothyris cuspidata* MARTIN, *Martinia planata* PHILL., *Chonetes papillionacea* PHILL., *Pugnax pleurodon* PHILL. var. MAC COY.

Après quelques mètres de schistes argileux intercalés de deux passées de calcaire marneux riche en Zaphrentidés qui sont actuellement à l'étude, vient un nouveau banc de grès rougeâtre recouvert par une pellicule de calcaire qui renferme surtout des Brachiopodes :

Spirifer tornacensis DE KON., *S. subconvolutus* DE KON., *S. crassus* DE KON., *S. acutus* DE KON., *Syringothyris carteri* HALL, *Productus soreili* DEMANET, *P. corrugatus* var. MAC COY, *Chonetes hardrensis* PHILL., *C. buchiana* PHILL.

Ce dernier banc marque la limite entre le Tournaisien et le Viséen. Celui-ci débute par une épaisse série de schistes argileux intercalés de nombreuses passées de calcaire marneux. Les premières nous fournissent :

Munsteroceras corpulentum CRICK, *M. crassum* FOORD, *Vestinautilus semiglaber* FOORD, *Spirifer trigonalis* MARTIN, *S. grandicostatus* MAC COY, *Productus vaughani*, *Zaphrentis disjuncta* CARRUTHERS, *constricta* CARR.

Au-dessus, une autre passée de calcaire renferme une magnifique faune de Brachiopodes, très bien conservés, dont : *Spirifer striatus* MARTIN, *Productus semireticulatus* MARTIN, *Productus costatus*.

Les dernières intercalations de calcaire nous livrent outre des Brachiopodes dont : *Pustula interrupta* M. et W., des Goniatites : *Beyrichoceras hodderense* BISAT, *B. redesdalense* HIND, *B.* sp. nov.

Après cette série schisteuse, vient un ensemble essentiellement gréseux sans fossile. Mais là encore, de minces intercalations de calcaire nous permettent de préciser les niveaux. A la base, nous trouvons surtout des Brachiopodes : *Productus costatus*, *P. semireticulatus* MARTIN, *P. multispiniferinus* M. et W., *Spirifer grandicostatus* MAC COY, *Caninia gigantea*. Au sommet, qui correspond au Viséen supérieur, nous trouvons *Productus giganteus* associé à *Lonsdaleia floriformis* MARTIN, de nombreux Cyathophyllidés et des *Dibunophyl-*

lum. Cette série constitue le cœur des synclinaux perchés de la région de Tirechchoumine.

C'est le niveau le plus élevé que nous puissions voir dans l'Ahnet.

Le Mouydir. — Alors que dans l'Ahnet la partie terminale du Dévonien restait marine, elle devient franchement continentale dans le Mouydir. Nous y trouvons des fragments de Végétaux disposés perpendiculairement à la stratification. Le retour de la mer se fait plus tard que dans l'Ahnet.

Immédiatement au-dessus des couches gréseuses de la « côte prétassilienne », nous trouvons le niveau à Goniatites qui renferme une faune encore plus riche que dans l'Ahnet. Outre les espèces que nous avons déjà citées, nous trouvons :

Munsteroceras oweni Hall, *M. parallelum* Hall, *M. sphaeroidalis* Mac Coy, *M. browni* Mac Coy, *Imitoceras rotatorium* de Kon., *Nautellipsites* aff. *pseudoparallelus* Delépine, *Pericyclus princeps* de Kon., *P. fasciculatus* Mac Coy, *P. impressus* de Kon., *P.* sp. nov., enfin une Goniatite très globuleuse à suture de *Goniatites*. L'absence d'ornementation [1] ne permet pas de dire s'il s'agit d'une espèce ancienne de *Goniatites* ou d'un genre voisin et nouveau. Les Goniatites sont accompagnées d'une abondante faune de Polypiers actuellement en cours d'étude.

Au-dessus de ce niveau, les schistes argileux sont intercalés de nombreux bancs et récifs de calcaire à « cone in cone », puis d'un banc de calcaire à *Spirifer tornacensis* et *Zaphrentis* géants. Après quelques mètres de grès à ripple marks, la série argileuse reprend. Elle est coupée par deux bancs de calcaire violacé à Encrines. Le banc supérieur qui couronne de nombreux « gours » nous fournit une riche faune tournaisienne :

Munsteroceras rotella de Kon., *M. occidentale* Foord, *M. corpulentum* Crick, *Nautellipsites* sp. nov., *Spirifer pentagonus* de Kon., *S. duplicicosta* Phillips, *Rhynchonella acuminata* Martin, *Athyris ambigua* Sow., *A. levillei* de Kon., *A. ingens* de Kon.

Enfin, formant une suite de krebbs au S du puits de Tiguentourine, vient une série de schistes gréseux et de grès à ripples marcks. Le dernier niveau est constitué par des grès rouges à stratification entrecroisée, où l'on trouve des fragments de Végétaux. La roche est elle-même remplie de petites inclusions de matière charbonneuse. Si l'on suit ces couches vers l'W, on les voit passer aux derniers grès tournaisiens de l'Ahnet. On doit donc admettre qu'elles représentent le sommet de cet étage.

Dans le Mouydir, on ne voit que la base du Viséen représentée par des schistes verts. Ces derniers sont intercalés de deux bancs de grès schisteux à grain extrêmement fin. Ils se présentent à l'affleurement

1. Certains échantillons découverts après la présentation de cette note présentent une ornementation du type *Pericyclus* : côtes transversales assez fortes

en cuvettes polygonales presque régulières, dont les bords sont redressés et exfoliés. Cette structure évoque nettement celles qu'on observe sur les vases desséchées. On peut penser qu'elle témoigne d'émersions momentanées au cours desquelles le sédiment encore frais se serait desséché.

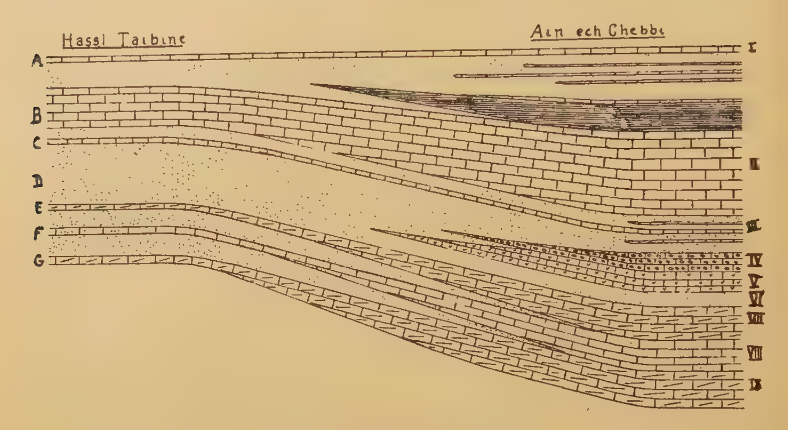


Fig. 1. — Schéma des variations de faciès du Viséen supérieur entre Ain Chebbi et Hassi Taibine. — Échelle : L = 1 : 50.000e ; H = 1 : 10.000e.

Légende : A : Calcaire à *Syringopora* ; B : Calcaire coquillier à *Spirifer* et *Productus* ; C : Calcaire à Bryozoaires ; D : Grès rouges ; E : Calcaire à Encrines ; F : Calcaire à *Productus giganteus* ; G ; Calcaire à Encrines.

I : Calcaire à *Syringopora* ; II : Calcaire coquillier à *Spirifer* et *Productus* ; III : Calcaire à *Spirifer striatus* ; IV : Calcaire bréchoïde ; V : Calcaire à *Chonaxis verneuilli* ; VI : Grès rouges ; VII : Calcaire à Encrines ; VIII : Calcaire à *Productus giganteus* ; IX : Calcaire à Encrines.

En résumé, le Dinantien du Mouydir nous montre un régime plus littoral que celui de l'Ahnet. La sédimentation marine y a été troublée par un certain nombre d'oscillations qui font remonter le fond et provoquent des émersions temporaires. Le Mouydir constitue ainsi la transition entre le Sahara occidental où la sédimentation marine est constante au cours du Dinantien, et le Sahara oriental, où cet étage est représenté par une alternance de couches marines et continentales.

Le Tidikelt occidental. — A la limite septentrionale de l'Ahnet, immédiatement au S du plateau du Tidikelt, nous pouvons observer un faciès différent du Dinantien, plus profond et faisant la transition avec celui de la Saoura. En outre, dans la région d'Ain ech Chebbi et dans le Djebel Berga, nous rencontrons des formations marines qui peuvent représenter le Namurien, et des dépôts continentaux rouges qui doivent correspondre au Carbonifère supérieur.

Aux environs de la petite palmeraie de Chebbi, nous pouvons relever une coupe intéressante du Dinantien.

Le Tournaisien est représenté par une série essentiellement schisteuse, intercalée à la base de deux bancs de grès ferrugineux, puis de niveaux calcaires. Ce sont d'abord des calcaires massifs, où l'on trouve des *Productus* difficiles à dégager, des Polypiers composés très recristallisés, quelques Goniatites appartenant au genre *Nautellipsites*, des Bryozoaires et des tiges d'Encrines. Puis les schistes sont coupés par de nombreuses petites passées de calcaire marneux renfermant une abondante faune de *Zaphrentis*, de Lamellibranches, de Gastéropodes, de Brachiopodes dont *Productus undatus* Def. Le Tournaisien se termine, comme dans l'Ahnet, par des grès rouges à stratification entrecroisée, épais de 20 m, qui forment une barre juste sous la palmeraie.

Le régime schisteux reprend dès la base du Viséen et se poursuit jusqu'au Viséen supérieur. Malheureusement, ces schistes disparaissent sous un manteau de sable et l'on ne peut y trouver de fossiles. Le Viséen supérieur est magnifiquement bien représenté, d'abord par 25 m de calcaires à Encrines, où l'on trouve *Productus giganteus* Martin, *Lonsdaleia floriformis* Martin. Ces calcaires constituent la grande falaise qui domine l'oasis. Ils sont suivis par un niveau de grès rouges à stratification entrecroisée, puis par de nouveaux calcaires, où alternent le faciès à Encrines et le faciès récifal, ce dernier étant représenté par des colonies massives de *Chonaxis verneuilli* M. E. et H.

La coupe se complète lorsqu'on se dirige vers le S, en direction de Hassi Taibine. Au-dessus des récifs coloniaux apparaissent des calcaires bréchoïdes à ciment ferrugino-magnésien, qui vers Taibine passent à des grès rouges à stratification entrecroisée. Ils sont surmontés par une série de calcaires bleus, où l'on trouve *Productus giganteus*, *Spirifer striatus* Martin, *Lonsdaleia* sp., des *Dibunophyllum* et divers autres Polypiers. Puis viennent des calcaires gréseux, alternant avec des calcaires francs, bourrés de coquilles de Gastéropodes et de Brachiopodes, malheureusement en très mauvais état. Cette série est couronnée par un banc de calcaire massif à *Dibunophyllum* et *Syringopora fasciculata*. A Taibine même, ce niveau est surmonté par les couches que j'attribue au Namurien. Mais, plus au S, nous observons encore une cinquantaine de mètres de calcaire à *Productus giganteus* Mart., *Dibunophyllum*, *Spirifer*, Encrines, qui doivent représenter le sommet du Viséen.

Nous trouvons ensuite un gros conglomérat calcaire, dont les galets, très usés, peuvent atteindre 30 cm de diamètre. Ceux-ci sont en majeure partie calcaires. Au-dessus du conglomérat vient une épaisse série de schistes sombres, coupée par des bancs de calcaire dolomitique, où l'on ne trouve que des Bryozoaires, et par des calcaires lithographiques. Elle est recouverte en discordance par les formations rouges du Carbonifère continental.

Cette série incontestablement marine doit, à mon avis, représenter le Namurien, légèrement transgressif par rapport au Viséen, puisque nous trouvons à la base un niveau conglomératique. Toutefois, on ne peut pas observer de discordance angulaire entre ces deux étages.

Dans la région de Taibine, la base de la coupe du Viséen diffère assez nettement de celle de Chebbi. Les calcaires à *Productus giganteus* s'amenuisent et font place à des grès à stratification entrecroisée. Il ne subsiste plus que de minces pellicules de calcaires, comme dans l'Ahnet. Nous saisissons là le passage entre la zone littorale où prédomine l'apport terrigène et la zone plus profonde et plus calme où peuvent se déposer les calcaires. Dans celle-ci se développe une certaine subsidence.

Le Carbonifère continental. — Lors des plissements hercyniens se sont mis en place des filons de dolérite, qui s'infiltrent à travers les formations du Carbonifère marin. Ils sont groupés au S de Chebbi et dans la région de Taibine. On n'en trouve pas dans l'Ahnet ni le Mouydir.

Comme nous l'avons signalé, il existe à Chebbi et dans le Djebel Berga des couches rouges que nous pouvons attribuer à la partie supérieure du Carbonifère. Elles sont, en effet, discordantes sur les calcaires et schistes du Dinantien et du Namurien ; d'autre part, elles ont été plissées avant le dépôt du Continental intercalaire. C'est dans le Djebel Berga, plus exactement entre celui-ci et le plateau albien que nous pouvons le mieux les étudier.

En contrebas des calcaires du Viséen supérieur, qui plongent à 35°, nous trouvons un conglomérat peu épais, puis une vingtaine de mètres de grès arkosiques rouges plongeant à 10°. Au-dessus vient une centaine de mètres d'argiles rouges, coupées par deux niveaux de grès gris en dalles entrecroisées. Nous trouvons ensuite un gros banc de calcaire gréseux, jaune, très dur, qui renferme des coquilles de petits Gastéropodes. Ce niveau doit marquer un épisode lacustre au milieu de la série continentale. Les argiles rouges reprennent ensuite, elles contiennent d'énormes rognons d'hématite et des filonnets de silice amorphe. Elles font place à de nouvelles arkoses, dans lesquelles on trouve un niveau à Végétaux. Ceux-ci se présentent soit perpendiculairement à la stratification, soit en masses allongées sur le sommet des bancs. On est donc en présence d'un sol de végétation. L'étude de cette flore permettra peut-être de préciser l'âge de cet ensemble continental. Juste sous la falaise albienne, nous trouvons un nouveau banc de calcaire gréseux à coquilles de Gastéropodes. Il y a donc eu deux épisodes lacustres, du moins dans la partie de la série qui est visible.

En résumé, l'Ahnet et le Mouydir nous offrent une série carbonifère extrêmement intéressante, tant par la richesse de ses faunes que par la variété de ses faciès. Du S au N, nous pouvons observer le passage de la zone littorale à la zone plus pélagique de sédimentation calcaire. De l'W à l'E, nous voyons se multiplier les émersions temporaires, annonçant le régime instable du Sahara oriental. Dans la région de Chebbi, nous saisissons le mécanisme des plissements hercyniens, répartis en deux phases : l'une postérieure au Namurien et accompagnée d'injections doléritiques, l'autre postérieure aux niveaux continentaux du Carbonifère supérieur ; toutes deux agissant dans la même direction subméridienne. La région de Chebbi, en outre, marque la transition entre les faciès littoraux des tassilis et les zones profondes et subsidentes du Sahara occidental.

A propos de la position structurale de l'arc des Petites Antilles

par **J. Butterlin**[1].

Sommaire. — Analyse et étude critique d'une publication de R. Weyl sur la non-continuité des structures des Grandes et des Petites Antilles. Analyse d'une note de A. Senn sur le même sujet.

Dans une note publiée en 1942, M. Barrabé [1942] a remarquablement fait le point au sujet des interprétations de la structure de l'arc des Petites Antilles. Il a, en même temps, indiqué les arguments en faveur de son point de vue personnel, à savoir que l'arc des Petites Antilles est le prolongement de la chaîne des Grandes Antilles, cette chaîne présentant probablement un point de rebroussement à l'E de l'île de la Dominique.

J'ai été amené à m'intéresser à ce problème indirectement. En 1948, M. Ch. Jacob m'a demandé d'étudier la structure des Grandes Antilles comme question subsidiaire à mon diplôme d'études supérieures sur Haïti [Butterlin, 1949]. Réétudiant actuellement cette structure en vue d'une thèse sur la géologie d'Haïti et ses rapports avec celle des régions voisines, j'ai eu à consulter deux notes de R. Weyl [1942, 1948] et une note de A. Senn [1947], publiées postérieurement à celle de M. Barrabé et abordant plus ou moins directement le problème.

Ce sont surtout les deux notes de R. Weyl qui sont importantes pour nous. Pour Weyl, le problème des rapports des structures des Petites et des Grandes Antilles a été mal posé, aussi bien par Staub [1928] que par Suess [1897]. Le premier considère que la Cordillère des Grandes Antilles au N et la Cordillère caraïbe au S se poursuivent vers l'E dans l'Océan Atlantique pour se raccorder aux chaînes alpines circumméditerranéennes. Le second considère que les îles des Petites Antilles forment une chaîne en grande partie immergée reliant la Cordillère des Grandes Antilles à la Cordillère caraïbe. La divergence de leurs points de vue tient simplement, dit Weyl, à ce qu'ils envisagent des structures d'âges différents. Pour lui, en effet, la structure des Grandes Antilles s'explique de la manière suivante : les schistes cristal-

1. Note présentée à la séance du 5 février 1951.

lins qui affleurent dans l'axe de Cuba, d'Haïti et de la Jamaïque dérivent d'une orogénèse varisque ; les Grandes Antilles ont ensuite constitué à partir du milieu du Secondaire une unité géosynclinale qui s'est plissée à la fin du Crétacé (phase laramienne) ; ces plissements intenses ont été suivis de plissements moins intenses au cours du Tertiaire, tous ces plissements : varisque, laramien et postlaramiens ont la même direction générale, à savoir NW-SE. Mais la structure actuelle des Antilles est dominée par une tectonique cassante qui s'est établie à la fin du Pliocène et au Pléistocène et fait sentir encore actuellement ses effets ; c'est elle qui est de direction W-E et prend la direction N-S dans les Petites Antilles. Ainsi Suess a commis l'erreur de ne considérer que les effets de la tectonique cassante qui s'est établie récemment et coupe obliquement les structures essentielles des Grandes Antilles. Quant à Staub, son erreur a été de croire que les chaînes

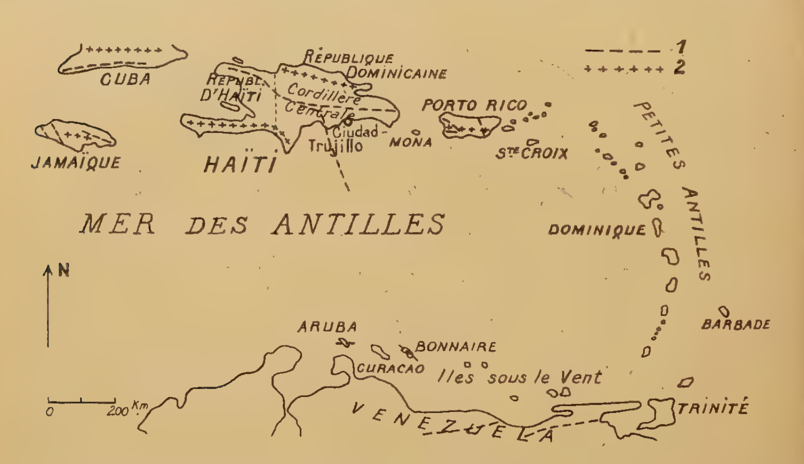


Fig. 1. — Carte de l'arc des Antilles avec les principales directions tectoniques. 1 : Direction des plis crétacés ; 2 : Direction des plis néogènes.

laramiennes passent de l'île d'Haïti dans Porto-Rico, puis les îles Vierges et les Petites Antilles septentrionales pour se poursuivre dans la direction des chaînes européennes. Car Weyl, en étudiant la structure de la Cordillère centrale de la République Dominicaine, a vu que l'axe cristallin de celle-ci et les formations crétacées et nummulitiques qui le bordent au S s'infléchissent d'une façon brutale vers le S au centre de l'île d'Haïti pour s'enfoncer dans la mer des Caraïbes à l'W de la capitale Ciudad Trujillo. Par suite, Porto-Rico et les Petites Antilles ne représenteraient que la zone externe de la chaîne et seule la bordure sédimentaire

septentrionale de la Cordillère centrale se prolongerait dans l'île de Porto-Rico. Le prolongement de l'axe principal de la chaîne serait à rechercher dans les îles Sous-le-Vent, au N de l'Amérique du Sud qui présentent de grandes ressemblances avec les Grandes Antilles. Quant aux petites Antilles, Weyl les qualifie d'îles formées de roches très récentes, en particulier de roches volcaniques, et déclare qu'il est douteux que les Petites Antilles soient le prolongement tectonique des Grandes Antilles.

Un certain nombre de critiques peuvent être adressées aux affirmations de Weyl. Je ne discuterai pas, pour le moment, la question de savoir si les schistes cristallins des Grandes Antilles appartiennent à une orogénèse varisque et si, vraiment, on doit séparer la tectonique cassante de la fin du Tertiaire et du Quaternaire de celle des périodes antérieures, me réservant de revenir sur ces questions dans ma thèse. Mais, en ce qui concerne les rapports des Petites Antilles et des Grandes Antilles, je ferai les remarques suivantes :

1. Comme Schuchert [1932], Weyl considère que les Petites Antilles sont formées uniquement de terrains récents, ne tenant pas compte ainsi des découvertes de roches granodioritiques ou dioritiques quartzifères, ainsi que granitiques effectuées dans les îles suivantes : Anguilla, Saint-Martin, Saint-Barthélémy, Guadeloupe, Martinique, Saint-Vincent et finalement la Desirade où M. Barrabé les a trouvées en place, sous des terrains miocènes. Leur parenté chimique avec les roches semblables des Grandes Antilles et des îles Sous-le-Vent [Van Tongeren, 1934] est un fort argument en faveur de leur contemporanéité. Or, dans les Grandes Antilles, elles sont considérées suivant les auteurs comme laramiennes [Rutten], ou prélaramiennes [Matley, 1946], sauf certains petits affleurements de la République d'Haïti considérés par Woodring [1924] comme miocènes, mais dont l'étude mérite d'être reprise.

2. La conception d'un axe principal de la chaîne laramienne s'infléchissant brusquement vers le S au milieu de l'île d'Haïti pose de multiples problèmes :

a. Comment expliquer que le tracé des courbes de niveau de la mer des Caraïbes ne présente qu'une très faible déviation au niveau du prolongement de cet axe. Je sais bien que Weyl considère que la tectonique cassante récente domine la structure actuelle ; mais si, comme il le pense, la mer des Caraïbes est un vieux socle cristallin qui n'a pas été émergé depuis le Primaire, on devrait y trouver des traces du prolongement de la structure de l'axe cristallin de la Cordillère.

b. Dans sa publication de 1948, Weyl considère que la mer des Caraïbes est un socle antévarisque qui a forcé les plis postérieurs à sa formation à se mouler sur lui, donnant naissance à la disposition en arc des chaînes, caractéristique de cette région du globe. Mais il semble qu'il y ait contradiction entre cette conception et celle d'un axe cristallin varisque et de formations sédimentaires laramiennes et postlaramiennes dont la direction principale couperait ce socle en deux.

c. Certains faits tirés de l'étude géologique de Porto-Rico paraissent aussi peu favorables à la conception de Weyl [Meyerhoff, 1933].

On a constaté, en effet, de remarquables affinités entre les faunes tertiaires du S de Porto-Rico, de Sainte-Croix et de la Jamaïque, ainsi que de grandes différences avec les faunes du N de Porto-Rico. Ces faits semblent indiquer l'existence d'une chaîne émergée entre le S et le N de Porto-Rico et l'absence d'une barrière importante entre Porto-Rico et la Jamaïque. Ces deux faits ne paraissent guère s'harmoniser avec le point de vue de Weyl. Comment expliquer, d'autre part, le développement considérable des formations antétertiaires de Porto-Rico, qui recouvrent près des deux tiers de la superficie de l'île, quand on sait que les déformations post-laramiennes l'ont beaucoup moins affectée que l'île d'Haïti qui ne présente pas une telle étendue d'affleurements tertiaires. La seule explication possible me paraît être une grande élévation de la chaîne laramienne qui a empêché toute invasion importante du domaine de l'île pendant une grande partie du Tertiaire. C'est ce que confirme le fait que les formations marines éocènes et oligocènes inf. sont inconnues à Porto-Rico, alors qu'elles atteignent plusieurs milliers de mètres en Haïti. On finit par arriver à cette conclusion que, non seulement la chaîne principale laramienne se prolongeait dans Porto-Rico, mais qu'elle y atteignait peut-être son maximum d'élévation. Le peu de développement des phénomènes orogéniques au Tertiaire a empêché les formations très anciennes d'y affleurer et c'est pourquoi on n'y trouve pas de schistes cristallins.

d. On s'explique mal la divergence que Weyl constate entre la direction de l'axe cristallin et des formations du S de cet axe et la direction de celles de la bordure N de la chaîne, ou plutôt on peut entrevoir une explication, mais qui s'oppose à la conception d'ensemble de Weyl. Quand on examine la carte géologique de la République Dominicaine dressée par Lengweyler [1939], on constate bien une division de la chaîne de la Cordillère centrale, mais l'axe principal cristallin se dirige vers l'E,

tandis que c'est un axe apparemment secondaire qui prend la direction du S. Je me demande, par suite, si Weyl n'a pas cru suivre l'axe principal de la chaîne, alors qu'il suivait un axe secondaire.

En conclusion, on peut dire qu'une nouvelle étude de cette région serait nécessaire.

Je serai plus bref en ce qui concerne la note de Senn [1947]. Ce dernier n'aborde pas le problème de la structure des Petites Antilles mais, étudiant la géologie de l'île de la Barbade, il constate que dès l'Éocène sup., l'axe anticlinal de la Barbade, (alors fosse profonde) représentait la prolongation de la fosse de Browson ; la ligne les reliant coïncidant avec l'axe actuel de la zone d'anomalie maxima de la pesanteur (anomalie négative). Par là même, Senn prend position pour la continuité des Grandes et des Petites Antilles et contre la position de Weyl, puisqu'il admet que les structures tertiaires anciennes présentaient déjà les mêmes courbures que la structure actuelle[1].

BIBLIOGRAPHIE

Barrabé, L. (1942). — La signification structurale de l'arc des Petites Antilles. *B. S. G. F.* (5), XII, p. 147-159, 3 fig.

Butterlin, J. (1949). — Structure géologique des Grandes Antilles. *Bull. Soc. Hist. Géogr. Géol. Port au Prince*, vol. 20, nº 74, p. 75-85.

Lengweyler, W. (1939). — Geological map of the Dominican Republic. *Rev. Agr. San Cristobal*, vol. 30, nº 122.

Meyeroff, H. A. (1933). — Geology of Porto-Rico. *Univ. Porto-Rico, Monog.*, nº 1, 306 p., 1 fig., carte.

Matley, C. A. (1946). — Outline of the geology of the Kingston district of Jamaica. Crown ag. of the Colonies, Londres, 3 p., 1 carte.

Rutten, L. (1939). — The age of the quartzidioritic and granodioritic rocks of the West Indies. *Geol. a. Minjb.*, nº 5, p. 128-133.

Schubert, Ch. (1935). — Historical Geology of the Carribean region. J. Wiley a. Sohns, New-York, 811 p., 107 fig., 10 cartes h. t.

Senn, A. (1947). Die Geology der Insel Barbados, BWI, und die Morphogenese der umliegenden Grossformen. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 40, nº 2, p. 199-202, 1 fig., 1 tabl.

Staub, R. (1928). — Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin.

1. Au moment même où j'adresse cette note pour impression dans le *Bulletin de la Société géologique de France*, je reçois la photocopie d'un important article de R. Weyl sur l'histoire géologique de l'Arc des Antilles. Il n'a donc pu en être tenu compte pour la rédaction de cette note, déjà acceptée par la Commission du *Bulletin*.

Suess, E. (1897). — La face de la Terre (traduction française de « Das Antlitz der Erde »), 1897-1918.

Van Tongeren, W. (1934). — Chemical analyses of some rocks of Aruba (with some remarks of the magmatic province of the Lesser, Antilles). *Kon. Ak. van Wetens.*, Amsterdam, 8 p.

Weyl, R. (1942). — Die geotektonische Stellung der Grossen Antillen. *Forsch. Fortschr.*, vol. 18, nos 3-4, p. 58-60.

— (1948). — Antillenbogen und Karibisches Meer. *Ibid.*, vol. 24, nos 23-24, p. 281-284, 3 fig.

Woodring, W. et autres. (1924). — Geology of the Republic of Haïti. Dept. Trav. Publ., Port au Prince, 624 p., 40 pl.

La nappe du cap Sicié (Var)

par **J.-P. Destombes** [1].

Sommaire. — Grâce à une galerie souterraine, une coupe continue N-S a pu être établie depuis les environs de la Seyne jusqu'à l'extrémité du cap Sicié. Elle permet d'établir définitivement l'existence d'un recouvrement du Permien de Saint-Mandrier par les phyllades x, et de préciser certaines modalités de ce chevauchement.

I — *Situation géographique et géologique*. — La Société des Grands Travaux de Marseille vient de terminer l'exécution d'une

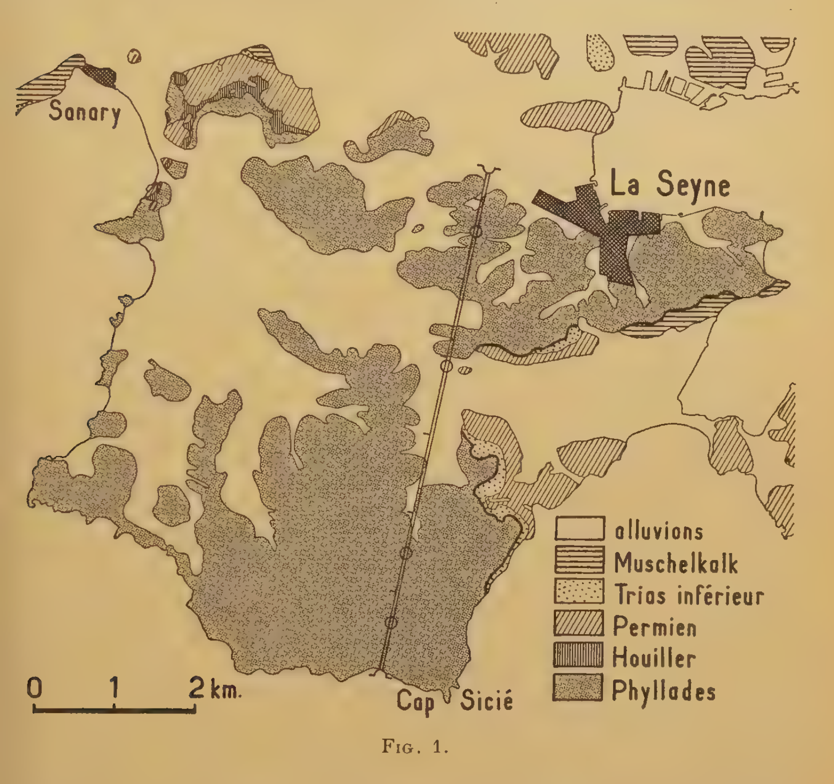


Fig. 1.

canalisation souterraine, destinée à l'évacuation vers la mer des eaux polluées de la région de la Seyne-Toulon. Sur la carte (fig. 1)

1. Note présentée à la séance du 19 février 1951.

ont été reportés : la position de cet aqueduc, galerie de 6.450 m entièrement en ligne droite, orientée N 5° E, et les contours géologiques de la région intéressée par les travaux, contours pris sur la carte géologique (feuille Toulon, 1 : 50.000e).

L'ouvrage a été exécuté en deux fois ; la partie supérieure servant de galerie d'accès a été foncée d'abord, avec sa section définitive. La rencontre de terrains meubles (mylonites) sur une grande partie du parcours, aussi bien dans les phyllades que dans le Permien, a obligé à des revêtements immédiats derrière les avancements. Une coupe continue mais sommaire des formations géologiques rencontrées a pu déjà être ainsi établie par l'entreprise.

L'exécution ultérieure de la cunette (canal évacuateur) a permis d'étudier en détail les tronçons les plus intéressants. Ainsi une faible proportion de la longueur totale a échappé à l'observation directe des géologues (la cunette étant également revêtue dès le fonçage). Cependant les régions non observées personnellement ont été l'objet de relevés géométriques et de prises d'échantillons par l'entreprise, ce qui a permis d'établir une coupe d'ensemble avec une quasi certitude d'objectivité[1].

Du S au N, la galerie a recoupé les phyllades x, le Permo-Trias (rt) et de nouveau les phyllades x. Cette succession était prévisible d'après les contours de la feuille géologique de Toulon. Cependant il subsistait une large inconnue, qui était la nature du contact du Permien avec les phyllades paléozoïques. La carte géologique des affleurements dessine un chevauchement des phyllades sur le Permien, c'est la « nappe du cap Sicié »[2] ménageant le Permien au centre, sous forme de fenêtre d'érosion, sous les phyllades. Depuis quelques années l'École de Marseille[3] ne voyait dans les affleurements du Permien, et du Trias, de la fenêtre, qu'un synclinal normal à contacts redressés, sur les phyllades (et non dessous). L'intérêt exceptionnel des travaux

1. Coupe établie pour le compte du B. R. G. G. Je remercie vivement la Direction régionale de la Société des Grands Travaux de Marseille des facilités qu'elle a données sous ce rapport aux géologues du B. R. G. G.

2. M. Bertrand et Ph. Zurcher. Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon ; phyllades superposées au Trias. *CR. Ac. Sc.*, t. 112, 1891, p. 1083. — Ph. Zurcher. Note sur les phénomènes de recouvrement aux environs de Toulon. *B. S. G. F.* (3), XXI, 1893, p. 65. — E. Haug. Les nappes de charriage de la Basse-Provence. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1, 1925. — L. Lutaud. Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (Thèse) *in Rev. de Géogr.*, t. 12, 1.

3. G. Corroy. L'enracinement des massifs hercyniens des environs de Toulon. *CR. Ac. Sc.*, t. 200, 1935, p. 1963. — C. Gouvernet. L'enracinement du Dôme du Pradet, près Toulon. *Ibid.*, t. 232, 1951, p. 538.

de l'Émissaire commun a été de révéler la nature exacte de ces contacts, sur une coupe continue, à un niveau voisin du niveau de la mer.

II. — *Observations détaillées*[1]. — Les distances sont comptées de l'aval (cap Sicié) à l'amont (la Seyne) suivant les repères existant en galerie.

0-1630. Sortie S sur la mer, phyllades, grès à pente. 30 NW
Phyllades et grès jusqu'à 200, phyllades seules en amont de 200 ; un peu de quartz à partir de 800, la pente de ces couches varie entre 20 et 60° N ; avec des fortes pentes E entre 1.000 et 1.200.

1630- *Puits 4, de Bramas* : 102,43 m de profondeur, entièrement dans les phyllades, injectées de quartz, schistosité à pente... 70 N
Pas d'observation entre les puits 4 et 3.

2579. *Puits 3, de Gabrielles* : 62 m de profondeur, 12 m d'alluvions sur 50 m de phyllades très plissotées, « subhorizontales » ; quartz injecté atteignant souvent 25 % en volume.

2579-3127. Phyllades broyées, quartz en amandes 15 à 20 % du volume des couches observées ; schistosité moyenne : horizontale. Depuis la distance 3.000 jusqu'à 3.200, les avancements se font pratiquement *au pic*.

3127-3129. Plusieurs blocs de marnes gréseuses
3133-3134. rouges font partie de la mylonite.

3143-3202. Contact subhorizontal en galerie de marnes rouges à la base supportant les phyllades mylonitisées à blocs de marnes rouges.

3202-3592. Marnes et grès rouges, impossible d'y relever une stratification différente d'une schistosité de friction. 10 SSW

3592. Faille subverticale mettant en contact les marnes rouges, broyées au S, et des *conglomérats* à éléments roulés de quartz et de quartzites au N.

3592-3627. Ces conglomérats ont des délits subhorizontaux, ils ne semblent pas avoir subis de transport tectonique.

3627. Contact non vu personnellement avec des marnes rouges.

3627-3640. La schistosité de ces marnes, souvent gréseuses, est toujours une schistosité de broyage. 15 SSW

1. Ces notations sont un extrait, parfois très condensé, du rapport détaillé établi au B. R. G. G. (A 254) inédit.

3640-3937.	Marnes et grès rouges, avec un pendage vrai de...	30 à 60 NNW
	et une schistosité...	5 à 10 S
3937	*Puits 2, des Moulières* : 36 m de profondeur, 24, 40 m d'alluvions sur marnes et grès rouges.	45 NNW
3937-3991.	Mêmes grès ou marnes à pente (ou schistosité ?)...	25 à 40 NNW
3991-4003.	Brèche à éléments anguleux de marnes et grès rouges ; la schistosité de cette mylonite est d'environ...	30 à 45 N
4003-4030.	Gypse gris et marnes grises bien lités.	30 NNW
4030-4050.	Marnes rouges. Le contact avec le gypse se fait par une petite mylonite de 10 à 15 cm d'épaisseur, en biseau sur la stratification du gypse (10 à 20 NNW).	
4050-4052.	Brèche à éléments de marnes et grès rouges, de phyllades, d'une dolomie calcareuse jaunâtre (triasique ?) ; elle est pentée au N.	
4052-5430.	Phyllades extrêmement écrasées et dans le plus grand désordre, s'enlevant au pic, quartz 10 °/₀ en moyenne. Éboulements fréquents ; l'un, important à 4.700. Quand on peut relever une schistosité, elle est pentée le plus souvent au N à NNW, 15 à 60°.	
5430-6485	Brusquement, on passe de la mylonite à des phyllades rigides, normales, non injectées de quartz, à pente régulière.	60 à 85 N
5580.	*Puits 1, de la Colle d'Artaud* : profondeur 57 m dans les phyllades compactes.	
6485.	Sortie Nord, dite de Chateaubanne, alluvions 2 à 3 m sur les phyllades normales.	85 N

III. — *Interprétation* (voir coupes schématiques, fig. 2). Il ne fait aucun doute qu'aux abords de la ligne de coupe de la galerie, les phyllades du cap Sicié soient charriées par dessus le Permien.

Du S au N ; les phyllades ont au cap une pente au N jusqu'en une zone (non précisée) située entre les puits 4 et *3* (1630-2579), mais dès le puits *3* (2579) les phyllades sont fortement disloquées, comme les mylonites et les injections quartzeuses en témoignent. Entre les points 3127 et 3340, la galerie recoupe soit le plan de base du charriage (3143 à 3190), c'est-à-dire le dos des marnes et grès permiens, soit une mylonite monogénique, qui semble par endroit épaisse de plusieurs dizaines de mètres et dans laquelle la galerie a été pratiquement foncée sur 1.000 m au S du Permien (2579-3572) et sur 1.400 m au N du même Permien (4050-5430).

La mylonite polygénique (broyage de phyllades et de roches rouges permiennes) a été rencontrée également sur une grande longueur relative (3111 à 3200 et à 3337) mais cependant cette brèche hétérogène n'a pas été rencontrée au N du Permien sur plus de quelques mètres (4050).

L'état des phyllades, l'horizontalité des contacts, l'épaisseur et la longueur traversée des mylonites sont des arguments décisifs pour admettre le charriage des phyllades par dessus le Permien. On ne peut rien affirmer d'un enracinement au S (en deçà du cap) d'après les observations de galerie ; les auteurs de la carte

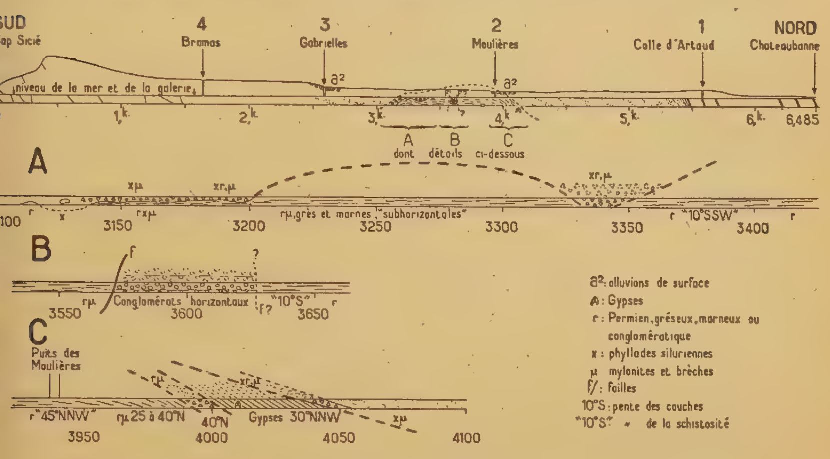


Fig. 2. — Coupe géologique de la galerie de l'émissaire commun à la Seyne (Var).

géologique admettent que toute la masse des phyllades du cap est charriée et que les racines seraient en mer.

Entre les points 5284 et 5430 (qu'il n'a pas été possible de serrer de plus près, l'observation se faisant dans les fenêtres de la paroi bétonnée) on passe brusquement des phyllades molles, quartzeuses, qu'on enlève au pic, et qui provoquent des chapelles (20 m de haut dans la voûte à 4710), à des phyllades normales, massives, rigides, sans aucun filonnet de quartz, uniformément pentées à 70° N. L'état des roches (non altérées) rencontrées en galerie permet d'insister sur le contraste fondamental existant entre les phyllades broyées et les phyllades massives situées de part et d'autre du point 5300, point situé à environ 200 m au S du puits de la Colle d'Artaud.

En résumé. — Dans la partie centrale, les phyllades reposent par un charriage sur le Permien. Il n'y a aucune raison de mettre

en doute le caractère autochtone de ce Permien. Le gypse pincé dans le contact anormal Permien-phyllades (4003-4030) est probablement triasique ; son toit et son mur ont été réduits à des brèches polygéniques (3991-4003 et 4050-4052).

Les mylonites de phyllades sont chargées de quartz, mais sont très imparfaitement recimentées ; elles semblent indiquer un mouvement relativement superficiel, sous une faible épaisseur de recouvrement. Toutefois, au S, et surtout au N, les phyllades sont massives, et n'ont pas été broyées.

La présence d'un massif de phyllades autochtone, au N, auquel appartient en particulier le massif de Six-Fours sur lequel repose le Trias, avait été admise par MM. Bertrand, Zurcher et Haug et paraît confirmée par nos observations.

Celles-ci n'apportent pas d'argument direct sur la position des racines, mais rien ne s'oppose à l'hypothèse de M. Bertrand et de E. Haug, selon laquelle ces racines seraient au Sud.

Remarques sur les schistes cristallins du cours inférieur de la Rance (Ille-et-Vilaine)

par **J. Cogné** [1].

Planche IV.

Sommaire. — Les schistes cristallins de cette région se montrent formés, du S au N, par des ectinites (micaschistes supérieurs et inférieurs) puis des migmatites. L'étude pétrographique de ces dernières conduit à penser que leur genèse s'explique surtout par une recristallisation importante de roches préexistantes, recristallisation accompagnée d'un enrichissement relativement faible en ions Ca et K.

Bien qu'ayant étudié surtout les schistes cristallins du plateau méridional de la Bretagne, j'ai eu, au cours de ces dernières années, plusieurs fois l'occasion de faire quelques observations, à titre comparatif, dans les zones semblables du Léon (Finistère) et de la région de Saint-Malo (Ille-et-Vilaine).

Cette dernière offre un intérêt tout particulier grâce aux beaux affleurements côtiers et à la coupe naturelle que fait la Rance perpendiculairement à l'orientation générale des assises, à travers des zones de métamorphisme croissant du S vers le N. Il n'est pas dans le but de cette note de présenter une étude complète de la région de Saint-Malo, mais seulement de décrire rapidement les divers faciès pétrographiques rencontrés dans ces séries métamorphiques, afin d'établir ensuite quelques remarques sur leur genèse. C'est en descendant le cours inférieur de la Rance, sur l'une et l'autre rives, que l'on peut le mieux étudier la croissance métamorphique des schistes cristallins de la région. Cette coupe, que je suivrai ici sur la rive W, de Langrolay à Dinard, nous montre des ectinites appartenant aux zones des micaschistes supérieurs et inférieurs, puis des migmatites.

Ectinites. — *Micaschistes supérieurs.* Faisant face à Saint-Suliac, les falaises de Langrolay montrent des schistes fins gris verdâtres, satinés, avec des petits lits siliceux massifs intercalés. Ils sont formés essentiellement de séricite et de quartz bien alignés suivant la schistosité et de grain très fin (0,02 mm).

1. Note présentée à la séance du 19 février 1951.

Quelques rares cristaux d'albite non mâclés, un peu plus gros (0,05 à 0,1 mm), se sont formés postérieurement refoulant légèrement l'alignement phylliteux (Pl. IV, fig. 1).

Entre Langrolay et le Minihic, en allant vers le N, ces micaschistes s'enrichissent en muscovite et présentent parfois des petits feldspaths visibles à l'œil nu.

Micaschistes inférieurs. A partir du Minihic une transformation rapide se fait sentir dans la composition des micaschistes. L'apparition de la biotite en petites lamelles, rapidement plus abondante que la muscovite, se fait concurremment à un changement de faciès de la roche. Précédemment fine et schisteuse, elle devient plus massive, se délitant en feuillets de plusieurs centimètres d'épaisseur, peu micacée, voire leptynitique. Dans un fond finement cristallin granoblastique (0,1-0,3 mm) de quartz et d'albite-oligoclase (An 18) non mâclé, la biotite en petites lamelles isolées souligne par son orientation une schistosité invisible sans cela au microscope (Pl. IV, fig. 2). La muscovite est peu fréquente. Du graphite localisé autour des grains de quartz ou de feldspaths se note parfois.

Dans ces micaschistes quartzofeldspathiques, au fur et à mesure que l'on approche de la Richardais, apparaissent des zones feldspathisées hétérogènes, contenant une trame micacée abondante, parfois très dissociée. Toutes sortes d'intermédiaires existent entre les micaschistes fins et ces passées d'allure anatexitique. Dans celles-ci le fond granoblastique (0,5-2 mm) est formé de quartz, d'oligoclase de composition variable (An 20-30), bien mâclé et de microcline peu fréquent. La biotite en paquets flexueux est souvent chloritisée secondairement. La myrmékite autour du microcline est assez rare. Dans les micaschistes eux-mêmes, au voisinage de la Richardais, à côté de l'albite-oligoclase habituel (An 18) et non mâclé, on note l'apparition des mêmes feldspaths (oligoclase An 30 mâclé et microcline) de petite taille et encore peu nombreux, et ne troublant aucunement l'aspect macroscopique de la roche.

Migmatites. — A partir de la Richardais les passées feldspathiques granitoïdes deviennent plus abondantes, et l'on reconnaît un passage rapide à des roches d'aspect migmatique par dissociation des micaschistes dans une masse quartzofeldspathique grenue. Il n'est pas possible ici de sérier des zones d'embréchites et d'anatexites conformément au schéma classique. Dès l'abord on a un mélange finement grenu de quartz et de feldspath semblant s'introduire dans les micaschistes. Ceux-ci gardent leur

aspect leptynitique lorsque la trame est assez large, mais le plus souvent on n'a plus que des files épaisses de biotite. Toutes les étapes se notent entre le granite homogène et les micaschistes simplement pénétrés de quelques passées grenues, et ceci souvent sur à peine quelques dizaines de mètres. Il est ainsi possible d'observer, abondamment représentées, des figures rappelant celles décrites par Sederhølm pour les migmatites de Finlande. C'est entre la pointe de la Garde-Guérin et la pointe de la Haye, en Saint-Briac, que l'on peut étudier les plus représentatives d'entre elles.

1) Le faciès le moins fréquent est celui où l'on voit les micaschistes quartzofeldspathiques fins, apparemment identiques à ceux du Minihic, chargés de filonnets granitiques, aplitiques, et plus rarement pegmatitiques (fig. 1, a). En général, ces filonnets sont parallèles à la schistosité et plissés comme les micaschistes eux-mêmes. Plus rarement ils les traversent. L'étude microscopique de ces micaschistes montre la même structure et les mêmes éléments que ceux du Minihic. Cependant, figure microscopique des filonnets plus gros que l'on voit à l'œil nu, on y observe des bandes à grain plus fort (0,5-2 mm) composées de quartz, d'oligoclase, et moins abondamment de microcline finement mâclé.

2) Puis viennent des faciès rappelant les agmatites de Sederhølm. Ce sont des blocs de micaschistes, ou des files épaisses de biotite, noyés dans un fond granitique hétérogène (fig. 1, b). Il est fréquent d'y rencontrer des parties anciennes apparemment déplacées les unes par rapport aux autres. Mais le plus souvent la disharmonie des orientations peut très bien être expliquée par des plissements de détail maintenant noyés dans la masse grenue. En tous cas, il n'est jamais possible de raccorder ces blocs les uns aux autres par simple rapprochement de contours identiques.

3) Plus fréquents et plus caractéristiques sont les faciès d'artérite à trame biotitique épaisse, dans un fond finement grenu comportant tous les éléments d'un granite leucrocrate normal. Les files de biotite ont d'ailleurs tendance à se concentrer en masses flexueuses pauvres en éléments blancs, tandis qu'entre elles se trouvent des parties granitiques plus claires où la biotite est en éléments presque isolés ou tout au moins en files assez ténues (fig. 1, c).

Au microscope apparaît nettement la structure granoblastique des éléments blancs, avec quartz, oligoclase (An 23-25) et microcline (2 V = — 75° à — 80°), celui-ci restant peu abondant. La biotite est en lamelles de grande taille, très pléochroïques et

riches en zircons à auréoles larges, associées en files tantôt assez fines et discontinues, tantôt, si la lame mince a été coupée dans la partie « trame », en files épaisses avec localement de la sillimanite fibreuse (fibrolite) abondante (Pl. IV, fig. 3). Dans l'ensemble la muscovite est rare. Accessoirement on rencontre grenat, tourmaline, apatite.

4) Correspondant aux nébulites de Sederhølm, un faciès à trame dissociée, mais où la biotite garde cependant un certain

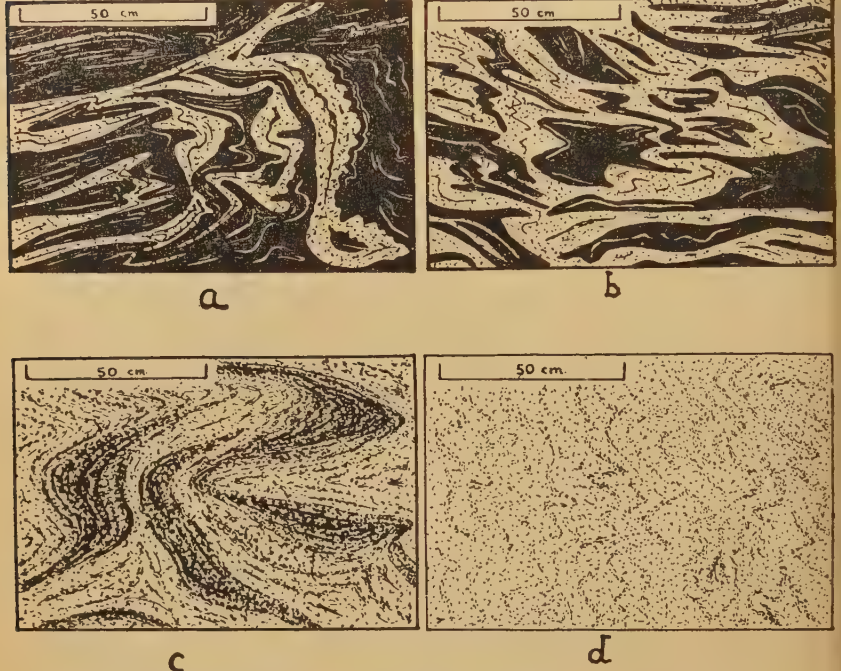


Fig. 1. — Esquisses des principaux faciès des migmatites de Saint-Briac (I.-et-V.), aux environs de la pointe de la Garde-Guérin.

a : micaschistes chargés de passées granitiques ou aplitiques ; b : agmatites ; c : artérites ; d : nébulites.

alignement, se rencontre souvent. Le mica noir forme des files ténues et lâches, dessinant dans un fond granitique hétérogène des figures tourbillonaires ou plissottées (fig. 1, d). En lames minces ces nébulites n'offrent aucune différence essentielle avec les parties leucocrates du type précédent, si ce n'est, à côté des files ténues de biotite, d'autres lamelles isolées (Pl. IV, fig. 4 et 5). La fibrolite reste fréquente, associée au mica.

5) Dernière étape dans la transformation, le granite à l'état

pur, homogène, se voit moins fréquemment, dans des zones larges de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. C'est un granite fin riche en biotite, avec quartz, oligoclase (An 20-25) et microcline peu sodique (2 V = — 76° à — 80°) (Pl. IV, fig. 6). La muscovite y est exceptionnelle. Il n'est pas rare de trouver dans ce granite des zones réduites où la biotite réapparaît plus ou moins alignée et même concentrée en files courtes et tourbillonnaires.

Plusieurs remarques d'ensemble ressortent de cette étude des faciès représentatifs de ces migmatites. Sur le terrain, la plus importante pour le géologue est leur grande hétérogénéité. Les faciès décrits se répètent, s'interfèrent, sur quelques dizaines de mètres, et ceci depuis le front situé dans les micaschistes. Il faut noter cependant que dans l'ensemble ce sont les artérites et les nébulites qui sont les plus fréquentes, ce qui, zonéographiquement, paraît placer ces migmatites au niveau des anatexites. Mais il n'est possible de faire aucune cartographie de détail, permettant de représenter les diverses étapes et les variations d'intensité de la migmatisation.

Quelles furent les modalités de cette migmatisation ? L'hypothèse la plus ancienne, celle qui vient en premier lieu à l'esprit à la vue de ces formations, fait intervenir un magma granitique s'introduisant dans les micaschistes et les dissociant pour arriver finalement à les assimiler sur place. C'est l'idée exprimée par les auteurs qui ont déjà étudié ces séries métamorphiques, qu'ils dénomment micaschistes et gneiss granulitisés, ou encore granulite feuilletée.

L'étude microscopique de son côté montre d'abord un fait curieux : la relative pauvreté de ces roches en feldspaths potassiques. Le microcline est absent de plusieurs lames, et lorsqu'il est présent il n'y forme pas plus de 5 à 6 % de la surface totale de la lame. C'est toujours un microcline faiblement sodique (2 V = — 75° à — 80°). Le feldspath habituel est l'oligoclase de composition moyenne oscillant autour de 23 % d'anorthite. D'autre part il est intéressant, à défaut d'analyses chimiques, de comparer les compositions minéralogiques planimétriques des micaschistes quartzofeldspathiques primitifs et du granite d'anatexie final :

Micaschistes		Granite	
Quartz................	50 %	Quartz.................	43 %
		Microcline (2 V = — 78°)	6
Alb. Olig. (An 18).......	27	Oligoclase (An 23)......	30
Biotite.................	20	Biotite.................	19
autres.................	3	autres.................	2

On note immédiatement que la proportion des éléments ferro-magnésiens accuse une très légère perte. Par aillenrs, la quantité de soude reste à peu près inchangée, car d'une part le microcline du granite en est pratiquement dépourvu et d'autre part les plagioclases, bien que moins sodiques que ceux des micaschistes, y sont proportionnellement plus abondants. Par contre cela correspond sans doute pour le granite à un certain enrichissement en Ca. De même la présence du microcline dans celui-ci témoigne d'un enrichissement — faible, il est vrai — en K. Quant à la silice, elle paraît globalement inchangée, le déficit en quartz du granite étant compensé par la présence de silice dans le surplus de feldspaths. Des analyses chimiques permettraient de vérifier ce que cette étude suggère : au total, entre le micaschiste quartzofeldspathique et le granite d'anatexie, il n'y a pas de différence de composition chimique sensible, autre qu'un enrichissement peu important en ions Ca et K pour le granite, enrichissement compensé, semble-t-il, par une légère perte en éléments ferro-magnésiens.

Si bien que la genèse des migmatites se réduit à deux possibilités : — Ou bien apport d'un magma granitique de composition très voisine de celle des micaschistes, un peu plus riche toutefois en Ca et K, la composition globale du mélange étant alors voisine de celle de ses deux constituants ; — ou bien recristallisation, sans apport notable autre que celui indiqué par l'enrichissement en ions Ca et K, de la masse des ectinites sous l'action d'un agent catalyseur maintenant disparu, l'enrichissement étant compensé par un départ proportionnel d'éléments ferro-magnésiens.

Ici l'étude de terrain peut nous guider dans le choix de l'une ou l'autre possibilité. En effet, on remarque que les parties grenues, dans les faciès d'agmatites par exemple, sont beaucoup plus leucocrates (c'est la granulite des auteurs) que le granite d'anatexie final, et que ne devrait l'être le granite théorique s'introduisant dans les micaschistes, puisque celui-ci devrait contenir 18 à 20 % de biotite. D'autre part, la roche trame ne se fond pas purement et simplement dans le granite comme cela devrait se passer, semble-t-il, dans le cas d'intrusion d'un granite de même composition. Tout compte fait on a plutôt l'impression d'une sorte de séparation des éléments blancs et des éléments noirs des micaschistes suivie d'une homogénéisation. Il nous paraît logique devant ces faits d'opter pour la seconde solution : nous assistons au sein des micaschistes à une recristallisation totale, dont le processus pourrait se schématiser ainsi :

a) un premier temps correspondant à la séparation, sans doute à l'état solide, des éléments blancs et des éléments noirs. Les premiers, en effet, se font plus rares dans la masse des mica-

schistes, alors qu'il apparaît dans ceux-ci des filonnets composés à peu de chose près des mêmes éléments ; en même temps les éléments noirs se font plus abondants dans la partie restante des micaschistes jusqu'à ne plus former qu'une trame épaisse de biotite. Les faciès d'agmatite et d'artérite correspondent à ce stade. Dans l'ensemble, les figures de plissements observées ici paraissent être d'origine tectonique, et sans doute, contemporaines de cette phase.

b) une phase finale magmatique au cours de laquelle la roche prend un état pâteux et s'homogénéise peu à peu (nébulites puis granite). Il est impossible d'expliquer autrement que par un brassage dans un milieu fluidal les figures tourbillonnaires des nébulites, figures qui leur sont propres, et que les types précédents et les roches solides tectonisées ne montrent pas. D'ailleurs, même en ne prenant que le cas le plus fréquent où les nébulites ne présentent que des plis symmigmatiques fins et serrés (fig. 1, d), il est curieux de constater que les faciès précédents ne sont jamais plissés tectoniquement à cette échelle, mais épousent des formes beaucoup plus larges. On ne peut donc parler uniquement d'une conservation de déformations tectoniques antérieures.

Il ne semble donc pas nécessaire de faire appel ici à un apport extérieur important, l'enrichissement relatif se résumant à l'acquisition d'un peu de Ca et K. Peut-on, devant un « apport » si faible, parler de migmatisation ? C'est ce qu'il serait intéressant de discuter, dans la mesure où les modalités de ce que l'on appelle la migmatisation sont bien connues. Quoi qu'il en soit, il y a là, se faisant sentir jusque dans les micaschistes, un phénomène qui se parallélise de façon certaine avec la migmatisation telle que nous commençons à la connaître pour l'ensemble de la Bretagne.

BIBLIOGRAPHIE

Barrois, Ch. (1892). — Légende de la feuille de Dinan.

Abrard, R. (1923). — Description pétrographique et géologique du massif de Saint-Malo. *Bull. Soc. géol. min. Bretagne*, t. IV, p. 54-70.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE IV

Fig. 1. — *Micaschiste supérieur* : Quartz et séricite ; (Ab : Albite de formation postérieure aux autres éléments). LN × 40.

Fig. 2. — *Micaschiste inférieur* : Biotite en lamelles isolées mais parallèles, dans un fond de quartz et d'albite-oligoclase (An 18). LN × 25.

Fig. 3. — *Artérite* : Coupe dans la trame : Biotite avec zircons abondants et sillamanite fibreuse (Sill.), quelques cristaux de quartz ; (T) : Tourmaline. LN × 13.

Fig. 4. — *Nébulite* : Files plus ou moins continues et fines de biotite dans un fond grenu de quartz et de feldspaths. LN × 13.

Fig. 5. — *Nébulite* : Microcline bordé d'un peu de myrmékite. LP × 13.

Fig. 6. — *Granite d'anatexie* : Dissociation totale de la biotite en lamelles isolées et indépendantes ; quartz et oligoclase (An 25). LN × 13.

La famille des *Tissotiidae* dans le Turonien inférieur du Gard

par **M. Faraud**[1].

Planche V *a*.

Sommaire. — Le Turonien inférieur du Gard contient une faune de Céphalopodes qui présente des affinités remarquables avec les faunes connues en Europe et dans le Monde.

Nous en énumérons sommairement les éléments. Quelques espèces de la famille des *Tissotiidae* trouvées récemment nous permettent de compléter cette faune et d'en souligner les affinités avec les faunes turoniennes des régions avoisinant le pourtour de la Méditerranée.

Le Turonien est représenté dans le département du Gard, au S de Pont-Saint-Esprit, dans une région dont la petite ville de Bagnols-sur-Cèze est approximativement le centre.

La stratigraphie en a été étudiée principalement par E. Dumas[2]; par de Sarran d'Allard dans plusieurs publications sur la Description géologique des environs de Pont-Saint-Esprit (1886-87); par de Brun[3] et par nous-mêmes[4]. Ces travaux ont été repris récemment, complétés et synthétisés par J. Sornay dans sa thèse[5].

Au point de vue paléontologique, F. Roman a cité et figuré plusieurs échantillons de la collection Dumas recueillis vers 1847[6].

Nos recherches personnelles nous ont permis de compléter ces connaissances et de réunir une faune de Céphalopodes caractéristique, très curieuse par la diversité des formes qui la composent et qui se retrouvent en Europe et dans différentes parties du Monde.

1. Note présentée à la séance du 5 février 1951.

2. E. Dumas. Statistique géologique du département du Gard, 1875.

3. P. de Brun. Révision de la feuille d'Orange au 80.000e. La haute vallée de la Tave. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1925-26.

4. M. Faraud. Le Ligérien de la colline de Bernon, près de Tresques (Gard). *Bull. Soc. Ét. Sc. nat. Vaucluse*, 1934. — Excursion dans la haute vallée de la Tave. *Ibid.*, 1938-39.

5. J. Sornay. Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône, entre Valence et Avignon, et des régions voisines. *Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 27, 1948-49, p. 35-278, fig., pl.

6. F. Roman. Coup d'œil sur les zones de Céphalopodes du Turonien du Vaucluse et du Gard. *A. F. A. S.*, Nîmes, 1912.

Nous pouvons citer :

Mammites nodosoides SCHLOTH.
M. nodosoides var. *afra* PERV.
M. nodosoides var. *spinosa* BASSE.
M. revelierei COURT.
M. cf. *dumasi* DE GROSS.
M. hourcqi COLLIGNON.
Prionotropis woolgari MANT.
Eucalycoceras newboldi KOSSM.
Pachydiscus peramplus MANT.
P. cf. *vaju* STOLICZ.
Neoptychites cephalotus COURT.
Thomasites jordani PERV.
T. gr. de *rollandi* TH. et P. (var. carénée).
Vascoceras gamai CHOF.
V. mundae CHOF.
V. silvanense CHOF.
V. tavense FAR.
Pachyvascoceras durandi TH. et P.
P. triangulare FAR.
P. triangulare var. *crassa* FAR.
P. cf. *hartti* HYATT.
P. harttiformis CHOF.
P. bernonense FAR.
Paramammites furoni FAR.
P. polymorphum PERV.
Fagesia thevestensis PERV.
Coelopoceras requieni D'ORB.
Metengonoceras gardonense FAR.
Puzosia gaudemarisi ROM. et MAZ.
P. denisoniana STOL.
P. cf. *gaudama* FORBES var. *intermedia*.
Pseudotissotia gagnierei FAR.
Leoniceras barjonai CHOF.
L. luciaeformis FAR.
L. pavillieri PERV.
L. quaasi PÉRON.
L. segne SOLGER.
Scaphites sp.
Hamites sp.
Nautilus sp.

Parmi les éléments de cette faune, à côté de *Mammites nodosoides*, typique, et de ses variétés *afra* de la Tunisie et *spinosa* de la Syrie, se trouvent les Céphalopodes de la Touraine et des Charentes : *Mammites revelierei*, *Prionotropis woolgari*, *Neoptychites cephalotus*.

A signaler *Mammites hourcqi*, du Cénomanien de Madagascar, bien caractérisé par sa section rigoureusement rectangulaire et par la tangence de ses tours.

A côté de *Pachydiscus peramplus*, commun dans les gisements d'Europe, on trouve des *Pachydiscus* du groupe de *P. vaju*, des Indes.

Le groupe de *Thomasites rollandi* PÉRON, espèce très polymorphe, est représenté par une variété carénée, déjà signalée par F. Roman, et par une forme pouvant se rapporter à *T. jordani* PERV., espèces répandues en France (Provence), Espagne, Afrique du Nord, Syrie, Madagascar.

Mais la série la plus remarquable est constituée par les différentes espèces du genre *Vascoceras*, comprenant :

1° des formes portugaises appartenant au genre *Vascoceras* (*sensu stricto*) : *V. gamai*, *V. mundae*, *V. silvanense*, *V. tavense*, et au sous-genre *Pachyvascoceras* : *P. harttiformis*.

2° des formes tunisiennes : *Pachyvascoceras durandi*, *Paramammites polymorphum*, cette dernière espèce se rencontrant aussi en France (Provence, Corbières) et à Madagascar.

3° des formes nouvelles comme *Pachyvascoceras bernonense*, *Paramammites furoni*, spéciales aux gisements du Turonien inf. du Gard.

Fagesia, genre qui présente quelque analogie avec *Pachyvascoceras*, est représenté par l'espèce tunisienne *F. thevestensis*, très voisine de certaines formes signalées en France (Charente, Provence), à Madagascar, au Portugal, dans l'Inde et au Japon.

A signaler le genre *Metengonoceras*, cité dans le Salmurien de la Loire-Inférieure, dont l'espèce nouvelle *M. gardonense* est voisine de *M. dumbli* Cragin, du Texas et du Sahara soudanais.

Nous remarquerons que *Cœlopoceras requieni*, que nous avons trouvé à la partie inférieure du Turonien dans le Gard, a été cité dans le Turonien sup. de la Touraine, des Charentes et du Bassin d'Uchaux dans le Vaucluse.

La faune de Céphalopodes d'Uchaux se rattache d'ailleurs étroitement à celle du Turonien inf. de la région de Bagnols-sur-Cèze.

Nous avons même reconnu dans une collection provenant des grès d'Uchaux : *Mammites nodosoides* et *Leoniceras pavillieri*, présentant la coloration rouge brique caractéristique des fossiles de ce faciès[1].

Le genre *Puzosia* est représenté par *P. gaudemarisi* et par des fragments pouvant se rapporter à des formes de l'Inde : *P. gaudama* cf. *intermedia* et *P. denisoniana*, citées, en outre, à Madagascar.

Nous avons récemment complété cette faune par l'étude de la famille des *Tissotiidae* Hyatt, genres *Pseudotissotia* Péron et *Leoniceras* Douv. dont certaines espèces ont des affinités avec les faunes de la Tunisie et du Portugal et d'autres avec celles de l'Égypte et de la côte libano-syrienne.

Description des *Tissotiidae* du Gard.

Pseudotissotia gagnierei n. sp.

Pl. V *a*, fig. 1 et text-fig. 1 *a*, 1 *b*.

1934. — *Tissotia* sp. Faraud, Le Ligérien de la colline de Bernon, près de Tresques (Gard), *Bull. Soc. Ét. Sc. nat. Vaucl.*, n° 1, 1934, p. 10, fig. 10.

Diamètre	55	(1)	Épaisseur du dernier tour	21	(0,38)
Hauteur du dernier tour	28	(0,51)	Largeur de l'ombilic	8	(0,14)

Description : Coquille discoïdale, plate, à enroulement très serré. Section des tours élevée, ovale, tronquée au sommet. La région ventrale forme un méplat encadré de deux rangées de tubercules. Les flancs aplatis, légèrement bombés au voisinage de l'ombilic, sont ornés de côtes peu saillantes disparaissant sur la loge d'habitation. On peut

1. Cette collection a été léguée au Collège Saint-Joseph, à Avignon.

en compter une quinzaine environ sur un demi-tour. L'ombilic est étroit, à paroi verticale.

La ligne de suture comprend trois selles décroissant régulièrement et une quatrième, très petite, étirée sur le bord même de l'ombilic. La première selle est divisée en deux parties par un lobule ; les autres selles, à peine festonnées, ont un contour général arrondi.

Les lobes sont peu profondément divisés. Le premier lobe latéral montre une petite sattule médiane à sa base et se trouve divisé de chaque côté par deux petites branches inégales. Ce mode de division est bien caractérisé dans le genre *Pseudotissotia* qui a pour type *P. gallienei* d'Orb.

1a

1b

2

3

4

5

Text-fig.

1. *Pseudotissotia gagnierei* n. sp., 1 *a* : Section du dernier tour, G N, 1 *b* : Cloison, G N.
2. *Leoniceras segne* Solger. Cloison, G N.
3. *Leoniceras luciaeformis* n. sp. Cloison, G N.
4. *Leoniceras pavillieri* Perv. Cloison, G N.
5. *Leoniceras barjonai* Chof. Cloison d'un exemplaire du Portugal, d'après Choffat.

Rapports et différences. — L'attribution générique de cette espèce a donné lieu à quelque hésitation. La simplicité de la ligne de suture nous avait fait ranger cette espèce dans le genre *Tissotia*.

Nous avons signalé, en particulier, son analogie avec une espèce tunisienne, *Tissotia semmamensis* Perv., que Douvillé a considérée comme une forme de passage entre *Pseud. gallienei* et les *Heterotissotia* de Péron.

Notre espèce se rapproche, en effet, de *Tiss. semmamensis* qui possède également un méplat ventral assez large, des flancs faiblement bombés portant des côtes peu accusées. Elle en diffère par la présence de tubercules sur les bords du méplat ventral, par un plus petit nombre d'éléments de la cloison, quatre au lieu de six, et par les détails de la cloison qui paraît d'ailleurs simplifiée par l'usure dans l'espèce tunisienne.

Cette dernière porte une carène médiane faible, alors que sur notre espèce aucune carène n'est visible, la région ventrale devenant simplement arrondie à l'extrémité du dernier tour. Pervinquière suppose que *Tiss. semmamensis*, dont le niveau n'a pas été indiqué, provient du Coniacien. Douvillé indique cependant qu'un échantillon de la collection Aubert paraît être associé à des *Neoptychites* et pourraît être turonien.

Pseud. gagnierei se distingue de *Pseud. gallienei* d'Orb., plus épaisse, par l'ornementation de la région ventrale qui ne montre pas de carène médiane. La cloison diffère par la forme du premier lobe qui est évasé, par la petite sattule médiane qui est moins accusée ; par contre, les deux côtés du lobe sont plus fortement entamés surtout du côté externe.

Gisement. — Colline de Bernon, près de Tresques, Gard, à la base du Turonien.

Leoniceras barjonai Choffat.

Text-fig. 5.

1898. — *Pseudotissotia barjonai* Choffat. Choffat, Faune crétacique du Portugal, vol. I, p. 73, pl. III, XVIII et XXII.

Nous rapportons à l'espèce de Choffat un échantillon à l'état de fragment de la grandeur d'un demi-tour.

Au diamètre de 200 mm, la hauteur du tour est de 94 mm, son épaisseur 66 mm. L'épaisseur atteint donc les 7/10 de la hauteur.

La coquille a une forme lenticulaire, épaisse, à bord tranchant. Les tours ont une section lancéolée, leur plus grande épaisseur se trouvant au bord de l'ombilic. Les flancs sont convexes sur les 2/3 de la hauteur du tour puis deviennent concaves et forment en se rapprochant une carène aiguë.

Le dernier tour, assez embrassant, recouvre le précédent sur la moitié de sa hauteur. L'ombilic profond, à paroi verticale, est assez étroit, sa largeur atteint les 2/10 de la hauteur du tour.

Notre échantillon ne porte aucune ornementation. Dans les échantillons portugais, Choffat signale sur le dernier tour la présence de costules sur la moitié externe des flancs.

Les cloisons ne sont pas visibles sur notre échantillon. Choffat a figuré les lignes de suture de trois échantillons correspondant à un diamètre de 130 mm environ. Les éléments sont surbaissés et élargis, peut-être à cause de l'âge, mais leur mode de division paraît cependant différent de celui des cloisons de *Leoniceras luciae* Perv., espèce comparable par la forme de la section des tours.

L. luciae possède, en outre, un élément de plus à taille égale. La première selle de *L. barjonai*, large et basse, divisée en deux par un lobule plus ou moins profond, diffère sensiblement de celle de *L. luciae*, haute et resserrée à la base, divisée en trois par deux petits lobules.

Le premier lobe latéral est élargi au point que l'on distingue à peine le mode de division caractéristique du genre *Leoniceras*.

Sur la figure 42 de la planche XXII de Choffat, que nous reproduisons text-fig. 5, on retrouve cependant la dissymétrie et la division en deux branches de *L. luciae* : une partie externe très développée, formant une sattule saillante ; une partie interne comprenant une petite sattule et deux pointes.

Gisements. — Nous avons recueilli cette rare espèce au quartier des Boutes, commune de Tresques.

Elle est connue au Portugal par quelques échantillons provenant d'une région très limitée comprise entre Villa-Verde et les bains d'Amieira.

Leoniceras luciaeformis n. sp.

Pl. V *a*, fig. 2, 3, 4 et text-fig. 3.

	I		II	
Diamètre	80	(1)	140	(1)
Hauteur du dernier tour	43	(0,53)	76	(0,54)
Épaisseur du dernier tour	25	(0,31)	60	(0,43)
Largeur de l'ombilic	12	(0,15)	19	(0,13)

Description : Coquille de forme lenticulaire, à bord caréné. Section des tours ovale-lancéolée ; la plus grande épaisseur est au bord de l'ombilic.

Les flancs sont d'abord convexes puis deviennent concaves en se rapprochant de la région siphonale. Ils ne montrent aucune ornementation, ni côtes, ni tubercules. Les tours très embrassants forment un ombilic étroit, à paroi verticale.

Le plan général de la cloison comprend trois selles sur chaque flanc et une quatrième, très petite, étirée vers le bord de l'ombilic. La première selle, large, au contour arrondi, est peu découpée. Le premier lobe latéral est assez large : Il est divisé en deux pointes par une sat-

tule médiane et en deux branches inégales, la branche latéro-externe étant plus forte que l'autre.

Les deuxième et troisième selles, plus basses, sont à peine différentes l'une de l'autre. Peu découpées, elles sont séparées par un deuxième lobe étroit et faiblement denticulé.

La cloison montre ensuite un troisième lobe très petit et une quatrième selle très basse et étirée sur le bord même de l'ombilic.

Rapports et différences. — *Leoniceras luciaeformis* rappelle par sa forme générale l'Ammonite du Turonien inf. de la Tunisie *L. luciae*, que Pervinquière a décrite et classée dans son groupe des *Choffaticeras* monocarénés.

Les flancs sont lisses comme dans l'espèce tunisienne et nous l'aurions assimilée à cette espèce si ce n'étaient les différences portant sur la cloison.

A taille égale, *L. luciaeformis* présente deux éléments de moins. On peut observer trois selles sur chaque flanc au lieu de cinq sur la cloison de *L. luciae* sans compter les selles se développant sur la paroi de l'ombilic.

La selle externe est plus large. Le premier lobe latéral de *L. luciae* est plus profondément découpé par la branche latéro-externe ; il est moins étroit à la base et ne prend pas la forme évasée que montre celui de *L. luciaformis*.

Le deuxième lobe est également différent : d'abord resserré, il s'élargit à la base dans l'espèce tunisienne alors qu'il se développe, au contraire, en pointe dans notre espèce.

Les selles sont moins surbaissées dans *L. luciae*.

L. barjonai, du Portugal, diffère sensiblement de *L. luciaeformis* par la forme de la section des tours et par le plan général de la cloison.

De même, *L. alaouitense* Basse, des Alaouites (Syrie), qui est une espèce voisine de *L. luciae*.

Gisement. — Colline des Boutes, près de Tresques, à la base du Turonien.

Leoniceras pavillieri Pervinquière.

Text-fig. 4.

1907. — *Pseudotissotia* (*Choffaticeras*) *pavillieri* Perv. Pervinquière, Études de Paléontologie tunisienne, p. 353, pl. XXIII, fig. 4, 5, 6.

1931. — *Pseudotissotia pavillieri* Perv. Basse, Monographie paléontologique du Crétacé de Madagascar, p. 40, pl. IX, fig. 23 et pl. XIII, fig. 2.

1939. — *Leoniceras pavillieri* Perv. Basse, Mollusques crétacés des Corbières méridionales, *B. S. G. F.*, (5), IX, p. 51, pl. III, fig. 13 et p. 42, fig. 6.

	I	II	III	IV
Diamètre	66 (1)	72 (1)	75 (1)	94 (1)
Hauteur du dernier tour.	35 (0,53)	38 (0,52)	40 (0,53)	49 (0,52)
Épaisseur du dernier tour.	19 (0,28)	19 (0,26)	27 (0,36)	30 (0,31)
Largeur de l'ombilic	6 (0,09)	6 (0,08)	7 (0,09)	12 (0,11)

Plusieurs échantillons du Turonien inf. du Gard peuvent se rapporter à l'espèce décrite par Pervinquière du Turonien inf. du Mrhila en Tunisie.

Leur forme est discoïdale, plate, à tours très embrassants et ombilic très étroit. La région ventrale tricarénée possède une carène médiane saillante et deux carènes latérales formées par des tubercules assez rapprochés, peu saillants et allongés dans le sens de l'enroulement.

Vers le diamètre de 60 mm, ces tubercules se rejoignent en formant une ligne continue.

Les flancs sont lisses, à peine bombés, la plus grande épaisseur se trouvant environ au tiers de la hauteur du tour à partir de l'ombilic.

Les cloisons sont peu visibles. On peut remarquer, cependant, que la ligne de suture se rapporte à celle figurée par Pervinquière d'après un échantillon du Mrhila. Elle comprend : un lobe siphonal assez large, une selle externe plus ou moins entamée par des indentations irrégulières, un premier lobe latéral comprenant une sattule médiane et deux branches latérales inégales.

La dissymétrie de ce lobe a permis à H. Douvillé de ranger cette espèce dans le genre *Leoniceras*.

La deuxième selle, plus étroite et moins haute que la première, est moins découpée comme d'ailleurs les autres selles qui décroissent régulièrement vers l'ombilic.

Le deuxième lobe latéral est faiblement divisé et se distingue néanmoins des autres, étroits et arrondis.

Les éléments suturaux comprennent cinq à six selles.

Gisements. — *Leoniceras pavillieri* a été signalé en Tunisie dans le Turonien inf. du Mrhila et du Bireno, à Madagascar et probablement au Congo.

En France, cette intéressante et rare espèce a été citée dans le Turonien de la région de Padern dans les Corbières. Nous l'avons trouvée, dans le Gard, au pied des collines des Boutes et de Bernon, commune de Tresques, à la partie inférieure du Turonien. Elle existe également dans le Vaucluse, dans la formation des « Grès d'Uchaux » du Turonien supérieur.

Leoniceras quaasi Péron.

1904. — *Schlönbachia quaasi* Péron. Fourtau, Étude de la faune crétacique d'Égypte. *Bull. Inst. égyptien*, 4e sér., vol. IV, p. 255, pl. I, fig. 1, 2.

1928. — *Leoniceras quaasi* Péron. Douvillé, Les Ammonites de la craie supérieure en Égypte et au Sinaï. *Mém. Inst. France*, t. 60, p. 21, pl. III, fig. 2, 2 *a b*, 3, 3 *a b*, 4 *a*, 5 *a b*, 6 *a*, 7 *a* ; pl. IV, fig. 1 *a b*, 2 *a*.

Diamètre..........	33	(1)	Épaisseur du dernier tour.............	10	(0,30)
Hauteur du dernier tour.............	15	(0,45)	Largeur de l'ombilic.	6	(0,18)

Une petite Ammonite du Turonien de Chusclan peut se rapporter par sa forme et son ornementation à l'espèce de Péron telle qu'elle a été figurée par Douvillé, pl. III, fig. 3, d'après un échantillon du désert arabique.

C'est une coquille discoïde, mince, à ombilic assez étroit. Les flancs sont plats et la région ventrale arrondie présente une carène médiane peu saillante.

Les flancs sont ornés sur le tour de trente côtes, fines d'abord, puis devenant plus épaisses et plus espacées. Les unes partent de l'ombilic, les autres, intermédiaires, sont plus courtes. Ces côtes, rectilignes sur les flancs, partent un peu obliquement à partir de l'ombilic puis s'infléchissent en avant en arrivant sur la face ventrale et s'interrompent avant d'atteindre la carène.

Schlönbachia quaasi a été établi par Péron sur de jeunes individus. Douvillé en a figuré deux, au diamètre de 19 mm, assez différents par leur ornementation.

L'un présente sur un demi-tour trente côtes radiantes légèrement ondulées ; l'autre, plus renflé, est orné de côtes radiantes un peu obliques, moitié moins nombreuses.

C'est à ce dernier échantillon que se rapporte l'Ammonite de Chusclan, sur laquelle les cloisons ne sont pas visibles.

Gisements. — Cette espèce est très répandue dans le Turonien de l'Égypte. Elle a été signalée également au Liban. Nous l'avons trouvée à Chusclan, ravin de Valescure, dans les bancs calcaires du Turonien inférieur.

Leoniceras segne Solger.

Text-fig. 2.

1903. — *Pseudotissotia segnis* Solger. Solger, Uber die Jugendentwickelung von *Sph. lenticularis*, und Beziehungen zur Gruppe d. Tissotien. *Zeitsch. deutsch. geol. Ges.*, t. 55, p. 69, pl. IV, fig. 1, 2.

1907. — *Pseudotissotia* (*Choffaticeras*) *segnis* Perv. Pervinquière, Céphalopodes des terrains secondaires de Tunisie, p. 351, pl. XXIII, fig. 1, 2, 3.

1928. — *Leoniceras segne* Solger. Douvillé, Les Ammonites de la Craie supérieure en Égypte et au Sinaï. *Mém. Inst. France*, t. 60, p. 26, pl. V.

Diamètre	70	(1)	Épaisseur du dernier tour	27	(0,38)
Hauteur du dernier tour..............	35	(0,50)	Largeur de l'ombilic.	8	(0,11)

Nous rapportons à l'espèce décrite par Solger un échantillon médiocrement conservé mais dont la forme, l'ornementation et la cloison sont cependant caractéristiques.

C'est une coquille discoïdale, épaisse, à tours embrassants, identique à l'exemplaire figuré par Pervinquière, pl. XXIII, fig. 1 *a b*, dans ses « Études de Paléontologie tunisienne ».

L'ombilic est cependant plus étroit que dans les spécimens de Tunisie.

La région ventrale porte une carène saillante. Elle est bordée par une double rangée de tubercules séparés de la carène médiane par deux méplats obliques. La région ventrale paraît ainsi tricarénée.

Vers le diamétre de 70 mm, les carènes latérales disparaissent et les deux méplats se relient avec les flancs ; la carène médiane s'émousse ; la section des tours prend une forme subtriangulaire.

La cloison incomplètement visible montre une première selle subdivisée par de faibles indentations, un premier lobe latéral peu profondément découpé par deux branches d'importance inégale et une deuxième selle, un peu moins haute et large que la première. Cette deuxième selle paraît séparée de l'ombilic par deux très petites selles peu visibles.

Dans leur « Monographie de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux », Roman et Mazeran ont figuré deux échantillons assez différents qu'ils ont rapportés au « groupe de *segne* ». L'un, de 80 mm de diamètre, diffère de l'échantillon du Gard par son épaisseur plus grande et par la persistance d'une forte carène médiane.

L'autre, de taille plus faible, plus plat encore que la variété *discoidalis* de *L. segne*, diffère par sa forme et par ses côtes flexueuses rejetées en arrière à partir du tiers interne. Nous ne saurions l'assimiler à *L. segne*.

Douvillé a figuré dans « Les Ammonites de la Craie Supérieure en Égypte et au Sinaï », pl. V, un échantillon du désert arabique qu'il a attribué à *L. segne*. Il est plus épais que l'échantillon du Gard mais la forme sublancéolée de la section du tour le rapproche plutôt de *L. luciae*, ce que, d'ailleurs, a remarqué ce savant.

Gisements. — *Leoniceras segne* se rencontre à la partie inférieure du Turonien des environs de Bagnols-sur-Cèze, au quartier des Boutes, et dans le Turonien sup. d'Uchaux.

Cette espèce est connue dans le désert arabique (Égypte), en

Tunisie (Bireno, Mrhila), en Palestine et probablement au Liban.

Conclusions.

L'étude des Ammonites appartenant aux genres *Pseudotissotia* et *Leoniceras*, de la famille des *Tissotiidae*, confirme plus nettement les affinités de la faune du Turonien du Gard avec celles des régions avoisinant le pourtour de la Méditerranée : les Corbières méridionales et la Basse-Provence, en France ; puis le Portugal, la Tunisie, l'Égypte et la Syrie.

Dans les Corbières méridionales, *L. pavillieri* se trouve à côté de *Fagesia thevestensis* et *Vascoceras polymorphum* qui existent également dans le Gard.

Dans la Basse-Provence, on remarque : *L. luciae*, espèce voisine de *L. luciaeformis* et *L. segne* représenté par sa variété *discoidalis*.

Au Portugal, *L. barjonai*.

En Tunisie, on peut citer : *L. pavillieri, segne*, *luciae*, ainsi que *Tissotia semmamensis* qui a une certaine analogie avec *Pseudotissotia gagnierei*.

En Égypte, se rencontrent *L. quaasi* et *L. segne* et sur la côte libano-syrienne *L. alaouitense* qui a également quelque analogie de forme avec *L. luciaeformis*.

LÉGENDE DE LA PLANCHE Va

Fig. 1. — *Pseudotissotia gagnierei* n. sp. × 1/2.

Fig. 2. — *Leoniceras luciaeformis* n. sp. Éch. I, diam. 80 mm × 1/2.

Fig. 3 et 4. — — — — Éch. II, diam. 140 mm × 1/4.

Sur la géologie quaternaire des Iles d'Hyères

par **Jacques Bourcart**[1].

Sommaire. — Les Iles d'Hyères sont sur une même dorsale séparée du continent par une grande vallée sous-marine. Trois d'entre elles portent la trace de plages et de dunes cimentées du Quaternaire ancien ravinées et recouvertes par des limons rouges. L'extension de ceux-ci était autrefois beaucoup plus grande, comme le montre leur conservation dans l'isthme du Langoustier à Porquerolles.

Les observations à la surface se raccordent avec celles faites sous la mer entre Porquerolles et le cap Sicié.

Les îles du Levant ou du Titan, Port-Cros et Bagaud, Porquerolles et du Grand Ribaud et la presqu'île de Giens sont alignées E-W suivant un arc, à peine convexe vers le S, éloigné de la côte des Maures d'une dizaine de kilomètres environ. Étudiées par A. Falsan [1863], par E. Jahandiez [1914], elles semblaient aujourd'hui assez délaissées des géologues. Jusqu'à la parution toute récente de la carte géologique au 1/80.000^e de Toulon (Lutaud, Schoeller, Lanquine), nous n'avions comme image que celle un peu sommaire de la carte de 1887 (Marcel Bertrand).

L'ensemble des îles appartient au massif des Maures et à ses enveloppes : l'île du Levant est, à l'exception de la pointe du Titan (gneiss de Saint-Tropez), faite de micaschistes inférieurs (à l'W) et supérieurs (à l'E) granitisés, l'île de Port Cros de micaschistes inférieurs, phyllades et quartzites (surtout Bagaud) ; les îles de Porquerolles, du Grand Ribaud et de Giens, de schistes satinés du type Sicié (Gothlandien), à l'exception des quartzites verticaux du cap des Mèdes et de la partie toute orientale de Porquerolles (phyllades à séricite).

La côte septentrionale de l'archipel est, en général, à pente relativement faible ; celle du S, beaucoup plus escarpée. Mais le littoral est entièrement rocheux, à l'exception de Porquerolles, qui a de larges vallées en cirques débouchant vers le N, remplies de limons rouges.

Du point de vue océanographique, Giens, Porquerolles sont séparés de la côte par un plateau incliné vers l'E, ne dépassant

1. Note présentée à la séance du 12 mars 1951.

jamais 50 m de profondeur. Il est recouvert de sables, en général fins, émergeant au double tombolo de Giens [1].

Ce plateau est échancré par deux cirques : la Petite Passe entre le Grand Ribaud et Porquerolles, la Grande Passe, à l'E la Sèche des Sarraniers, rochers sous-marins prolongement de ceux de même nom à l'ESE de Porquerolles. Les îles de Bagaud, Port Cros et du Levant qui émergent d'un même socle sous-marin sont réunies à ce plateau par un étroit pédoncule de — 49. Le socle se prolonge, après un important décrochement, par le Grand Banc du Magaut (atteignant —70 m). Le bord convexe de ce socle est reconnaissable jusqu'à — 2.000 m.

La pente du socle de ces dernières îles est raide jusqu'à — 50, — 60 m. Elles sont séparées de la côte des Maures par une profonde vallée sous-marine qui atteint rapidement 1.000 m de profondeur. Cette vallée avait déjà été reconnue par Marti et Anthoine. Nous l'avons levée en 1950, à bord de l'« Ingénieur Elie Monnier ». Il ne s'agit pas d'un simple cañon sous-marin (qui serait d'ailleurs, dans ce cas, parallèle à la côte) mais d'un véritable réseau fluvial, peut-être la continuation de celui du Gapeau dont la partie supérieure entre — 100 et 0 aurait été remblayée après son creusement quaternaire.

Les baies de Cavalière, de Cavalaire et du Bon Porté, correspondent à de grands affluents de rive gauche. Ceux de rive droite sont, sur le versant N du promontoire Port-Cros-Levant, beaucoup moins marqués. Le bord S du socle des îles, d'après les levés de Marti, est à peine échancré par de grands cirques visibles jusqu'aux profondeurs de 2.000 m. Rappelons que la plus orientale des trois gorges sous-marines de Toulon [2] limite à l'W le pédoncule des îles d'Hyères (gorge de Porquerolles).

L'image structurale de ces îles est donc celle d'une ride, décrochée en trois endroits, entre Giens et Porquerolles, dans la Grande Passe entre Porquerolles et Port Cros et, surtout, entre Port Cros et le Banc du Magaut. Quant à la vallée séparant les îles du continent, ne serait-ce pas la suite de celle du Gapeau et donc de la dépression permienne ?

Dépôts quaternaires. — En dehors des roches citées plus haut et de basaltes (permiens ?) à l'île du Levant, aucune formation plus récente n'est connue dans l'île, à l'exception de *grès calcaires*

1. Celui-ci est toujours donné comme exemple d'accumulation par deux tourbillons tournant en sens inverse. Mais on peut aussi supposer qu'il est dû à un isthme submergé de limons analogue à celui du Grand Langoustier.

2. Jacques Bourcart, Georges Houot et Claude Lalou, *CR. Ac. Sc.*, t. 230, 1950, p. 561.

signalés pour la première fois par Falsan et étudiés par L. Léger et F. Blanchet [1928].

Ces grès se trouvent : 1° dans l'anse des grottes du Titan, sur la plage occidentale de l'île du Levant; 2° presque en face, de l'autre côté de la passe, sur l'île de Port Cros, à la pointe du Tuf ; 3° en de très nombreux points sur les falaises de cette île et dans la vallée SE-NW qui se termine à l'anse du Moulin ; 4° enfin, mais les auteurs la jugeaient plus récente, à la pointe de la Tuffière, à l'extrémité orientale de la grande plage de l'île de Porquerolles.

1. A l'*île du Levant*, les grès pénètrent dans le vallon des grottes jusqu'à près de 20 m d'altitude. Ils sont très bien lités, poreux, mais reposent sur les phyllades par une bande de quelques décimètres de grès durs de plage chargés de gravier. Il est évidemment difficile d'assurer ici que ces grès sont dunaires (la démonstration, par contre, est aisée de la Pointe du Tuf à Port Cros). Les strates sont sensiblement horizontales, mais semblent reposer sur un mince lit d'une brèche à pâte très fine et à éléments roulés ou anguleux, par l'intermédiaire de grès de plage, se continuant sous l'eau avec un pendage probable de l'ordre de 15°. Les grès lités horizontaux seraient donc franchement discordants. D'importants taffoni existent à la limite plage-dune.

Notons que la brèche — comme sur la grève actuelle qui est faite des éléments roulés de cette brèche et de quelques galets de la plage quaternaire — renferme aussi de gros galets de quartz qui ont conservé, dans leurs parties restées en creux, une matrice violette, ressemblant à celle des conglomérats du Permien.

2. A *Port Cros*, le Quaternaire (fig. 1) a une soixantaine de mètres de longueur et 30 m environ de hauteur. La couleur jaune d'or de ses strates tranche sur le gris vert des micaschistes redressés jusqu'à la verticale. Ce lambeau semble avoir été connu dès les Romains. On observe à sa base des traces d'exploitation de grandes pierres de taille. Sur la face N, la coupe montre, d'abord, un lit de brèche à pâte fine, rose saumon, contenant des éléments des micaschistes locaux, atteignant 30 cm de grand axe. Les strates paraissent inclinées de 25°. La brèche est recouverte par 1 m de grès durs très cimentés, concordants avec sa surface. Ceux-ci se prolongent aussi largement sous la mer, qui en apporte de nombreux galets sur la grève.

Léger et Blanchet avaient supposé que la brèche était due à un éboulement terrestre qui aurait précédé le dépôt de la plage. L'analyse microscopique de sa matrice nous a montré curieusement qu'il s'agissait d'une *vase calcaire* tout à fait analogue à celle qui se dépose dans la région à partir de — 90 m ou, presque jusqu'au littoral, à Villefranche. Elle est surtout identique à de nombreux fragments que nous avons dragués à la partie supérieure des cañons sous-marins, dans la région de Saint-Tropez.

La masse même du grès, finement litée, est une dune. Cela ressort

à première vue de la stratification tronquée, et surtout contournée, qui est très visible sur les photographies de Jahandiez et de L. Léger. Je l'avais montré dès 1928. H. Parent [1928], qui est d'accord sur cette origine, a d'ailleurs récolté, à l'extrême base, *Helix aspersa* Müll. et *H. pomatia* L. Moi-même, en 1950, j'y ai trouvé, un peu plus haut, des *Cyclostoma*, ainsi que des « tubulures », moulages de racines caractéristiques des dunes en voie de cimentation.

Léger et Blanchet, en se basant sur l'altitude (30 à 35 m) de l'ensemble de la formation, en faisaient l'équivalent de la plage à Strombes tyrrhénienne (+ 30-35). M. Parent, dans sa première note [1928], ayant



Fig. 1. — Carrière romaine de la Pointe du Tuf à Port Cros. Dessin de F. Ottmann, d'après une photographie de L. Léger.

Phyl : phyllades ; B : brèche sous-marine ; Pl : grès de plage ; D : grès dunaire. Une silhouette au centre donne l'échelle.

reconnu, comme moi-même [Bourcart, 1928], que la presque totalité de la formation était dunaire, la cotait, non en fonction de l'altitude du sommet de la plage (qu'il n'avait pas identifiée), mais de celle de la surface supérieure de la brèche (+ 6 m ?), pourtant inclinée de 25°. Il en faisait donc du Flandrien et l'assimilait avec raison aux grès de la Tuffière, de Porquerolles et de Bandol (découvert par J. Pfender en 1924)[1] et de la dune cimentée à *Cyclostoma* (inclinée vers la mer et à substratum marin inconnu) que j'ai découvert à Sanary entre la pointe Nègre et Sauviou [1928].

Mais, dans une dernière note [Parent, 1943], signalant d'une part qu'elle contenait au sommet des ossements probablement de Mouflon, et, d'autre part, qu'à Sauviou, les strates dunaires étaient recouvertes

1. Ceux-ci sont bien visibles maintenant depuis le bombardement lors du débarquement.

par les limons de la Coudourière à outillage moustérien, Parent remet les unes et les autres dans le Tyrrhénien.

La forte inclinaison de la plage de base, contrastant avec l'horizontalité moyenne des strates dunaires, avait conduit mon ami le commandant Casso à essayer de faire pivoter la coupe pour rendre la plage horizontale. Il en résultait (fig. 2) un pendage des grès dunaires très admissible pour un flanc sous le vent. La découverte que la matrice de la brèche est une *vase*, renforce singulièrement cette hypothèse.

De nombreux autres témoins inacessibles de ces grès quaternaires ont été relevés par Léger et Blanchet, accrochés aux falaises de la côte S; en dessous de la cote 197 (en face de l'îlot de la Gabinière, un peu à l'E de la pointe du Vallon; à l'W entre 192 et 197). Falsan [1863] en avait reconnu un affleurement important au fond de la rade de Port Cros. Il n'est plus visible, mais F. Léger et F. Blanchet, puis

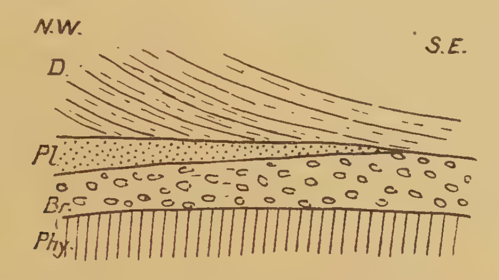


Fig. 2. — Restitution de la même coupe, en rendant à la surface de la plage sa pente originelle.

moi-même, en avons retrouvé un lambeau (dunaire) dans le bois du Vallon, en sorte qu'ils ne manquent que sur la face N.

3. *Ile de Porquerolles.* — L. Léger et F. Blanchet ont reconnu des grès quaternaires à la pointe de la Tuffière, à l'extrémité E de la grande Plage au N de l'île. Ils se présentent sous la forme d'une dalle inclinée de 15° vers l'W, de grès très durs, recouvrant directement les schistes siluriens. Elle contient de nombreux fragments d'un grand *Cardium* cf. *echinatum* et *Cerithium vulgatum*. Sa base est graveleuse. Elle est recouverte par des grès dunaires tendres et plus poreux, contenant encore des fragments de Corallines et sont très découpés par des *taffoni*. Ils sont surmontés par les *limons rouges*, taillés en falaise, qui forment le littoral des diverses plages de la côte N de l'île et l'isthme du Langoustier dont nous parlerons plus loin.

Étude pétrographique des échantillons du Quaternaire.

1° *Brèche à la base des dunes.* Ciment de la brèche de base, enrobant des fragments de micaschistes et de quartz atteignant 20 cm.

A l'œil nu : calcaire à grain très fin, rose saumon, un peu poreux avec fragments de muscovite.

Au microscope : poudre calcaire fine, en partie nourrie par la calcite secondaire, formant l'essentiel de la préparation; quartz granitique, en grains roulés de 0,5 à 0,2 mm (sable très fin); quartz de filon; microcline et plagioclases brisés, de même dimension; fragments de roches très roulés de 2 mm (gneiss orthosique avec quartz à extinction roulante avec grenats et muscovite, teintés en brun par du fer ferrique; grains de pyroxène, vraisemblablement hypersthène, inaltéré, mais très ferruginisé dans les fissures; amas de muscovite inaltérée et de biotite ferruginisée).

Organismes : fragments de coquilles, piquants d'Oursins, Foraminifères (Rotalidés, Planorbulidés etc.), fragments de Corallinacées.

Cette plaque est très analogue à celles qu'ont données des « rognons » brunâtres, très ferruginisés en surface et dont la matrice est parfois entièrement transformée en fer, qui ont été dragués : *a*) dans la passe des Grottes entre Port Cros et l'île du Levant, *b*) sur le banc du Magaut (— 90), *c*) sur les bords de la rivière de Saint-Tropez. La matrice calcaire est identique, à la ferruginisation près, à de l'ancienne vase bleue; les quartz ne dépassent pas 0,1 mm (sablon); la muscovite est toujours très abondante.

La ressemblance est également grande, à la dimension des quartz près, avec les calcaires gréseux fossilifères, dragués sur le Plateau continental au large de Toulon, qui passent à des grès à Foraminifères et Corallinacées, au large du Mourillon, par exemple.

2° *Grès de plage*, dur, à éléments non orientés : essentiellement fragments d'au moins 1 mm de Corallinacées, débris de coquilles, de tubes de Serpules, de Bryozoaires, nombreux Foraminifères, plaques de Comatules (fréquemment ferruginisées), coprolithes; quartz (0,5 à 1 mm); muscovite abondante, micro-quartzite, verre volcanique dévitrifié, poussière de quartz et matière ferrugineuse, ilménite, débris de gneiss, quelques grains de collophanite, ciment de calcite limpide en gros cristaux.

Cet échantillon est, aux grains minéraux près, presque identique à ceux dragués dans la baie de Villefranche (fermeture du cul-de-sac), de l'ilet d'Antibes et de Bandol (coll. J. Pfender) et même des grès de Rabat.

3° *Dune cimentée* (partie stratifiée) beaucoup plus riche en quartz (0,1 à 0,2 mm), verre dévitrifié, gneiss à chlorite (0,4 mm), fragments de plagioclase, muscovite, Foraminifères, ciment de calcite très largement cristallisé; débris de coquilles, de Corallines et Foraminifères, les grains minéraux y sont plus abondants que les fragments de Corallines.

Il s'agit donc d'une *plage* en très grande partie transformée en dune, mais dont l'inclinaison actuelle de 25° est aussi impossible pour une plage que pour son substratum de vase à blocaux. Comme un litage horizontal de la dune fossile ne se rencontre à peu près jamais pour une dune vivante, cela implique, selon

moi, une importante déformation du bord de l'île de Port Cros.

Des témoins de plages et de dunes, fortement cimentées par de la calcite limpide, sont donc conservés sur le pourtour des principales îles d'Hyères. Comme je l'ai déjà fait remarquer, la conservation de plages recouvertes de dunes témoigne d'un *recul* de la mer à cette époque. Dans ce cas, il est même possible que la *totalité* de l'ancienne plage soit transformée en dunes et que seule la pétrographie puisse en démontrer l'origine marine. J'insisterai aussi, après J. Pfender, sur le faciès étrange pour la côte actuelle, de vastes prairies de *Corallina* et *Amphiroa*, qui supposent des fonds très *peu profonds* assez étendus.

Actuellement, à Villefranche, Toulon, Marseille, après une bande de galets, rarement de sables minéraux, émergés ou descendant à 2 m sous l'eau, nous atteignons l'*herbier* à Posidonies qui s'étend jusqu'à la vase grise calcaire. Celui-ci semble pousser sur un encroutement de *Lithothamnium*, *Lithophyllum* et de Bryozoaires que l'on appelle à Marseille « broundo », avec quelques îlots sableux. Le long des côtes rocheuses, les Algues incrustantes du « trottoir » atteignent presque la limite des oscillations de la mer; plus bas, entre les roches, on trouve sur des graviers la zone à *Cistoseira*, puis des graviers et sables grossiers nus jusqu'à la vase bleue. A l'exception du Languedoc, il n'existe de plages importantes — et de dunes — qu'à la limite de bas-pays, par exemple, entre la Croisette et Antibes et dans la dépression de la Siagne (Cannes). Les plages des îles d'Hyères sont limitées aux vallées de la face N de Porquerolles. Elles proviennent du triage par la mer de la partie sableuse des limons rouges sur lesquels elles reposent. Il est impossible de concevoir, avec la morphologie actuelle des îles, des plages accrochées sur les falaises presque verticales de la côte S, comme le sont les lambeaux de grès de Port Cros.

La conclusion à tirer de ces observations est forcément la suivante :

D'une part, à l'époque où se sont déposées ces plages, le relief des îles était très faible.

D'autre part, tous ces lambeaux épars sur la côte, depuis le Réservoir de Monaco, les graviers à Oursins de l'Eden Hôtel ou de la gare de « la Turbie », du cap d'Ail, les dunes du cap Ferrat[1], Sanary, Bandol, Saint-Cyr, les Roches Notre-Dame d'Agde,

1. Je décrirai dans une prochaine note cette chaîne dunaire qui enveloppe l'isthme rocheux du cap de Pont Saint-Jean à Saint-Jean-Cap Ferrat aussi bien sur le rivage de Villefranche que sur celui de Beaulieu. Inconnue de Ch. Depéret elle est pourtant figurée sur la 2e éd. de la feuille de Nice (Maury).

Leucate, sont recouvertes par des limons rouges ou des alluvions rubéfiées datant de la grande régression moustérienne (*sensu lato*)[1]. Elles passent par tous les intermédiaires de nombreux gisements sous-marins (Villefranche, Antibes, Banyuls) aux grès calcaires et calcaires gréseux à *Cerithium vulgatum* (Mollusque littoral). Ces calcaires du Plateau méditerranéen sont eux-mêmes profondément corrodés, leurs cavités contiennent sur le Plateau continental toulonnais, jusqu'à — 200 m, des limons avec du gravier quartzeux. Tout le Plateau continental semble recouvert de ces grès, qui forment des *cordons* au large d'Argelès ou de Banyuls. Le Plateau lui-même était à cette époque une basse plaine très peu profonde.

L'âge de ces grès, curieusement négligés par tous les géologues du Quaternaire, semble toujours être le même. Ils recouvrent les gisements antérieurement signalés de couches à Strombes comme celui du puits Risso, à Saint-Jean, toujours cité par Depéret, qui semble être dans une vase. De nouvelles précisions sont nécessaires à cet égard, notamment une étude lithologique des dépôts des grottes de Grimaldi. Mes prédécesseurs citent toujours des listes de fossiles (quand ils ne se bornent pas à l'altitude du dépôt) et ne spécifient jamais sa nature.

Je ne discuterai pas ici l'hypothèse classique des « niveaux » de Depéret-Lamothe, dont on a fait tant d'usage. Qu'il me suffise de dire aujourd'hui que, dans l'état actuel de mes recherches, les observations stratigraphiques sur lesquelles elle repose me semblent demander partout un nouvel examen.

J'ai dit plus haut que des limons rouges *comblent* les vallées de la face N de Porquerolles et qu'ils continuent sous les plages actuelles de cette île. Il est très remarquable de les retrouver à l'extrémité occidentale de cette île où ils forment un *isthme* très étroit. Ils y sont taillés en falaises verticales de 1,5 m environ et recouverts de sable dunaire blanc. Il ne s'agit pas d'un *tombolo*, comme on pourrait le croire d'après la 2e édition de la carte géologique de Toulon, mais d'un témoin résiduel, analogue à ceux de limon jaune, qui réunissent les diverses roches de la pointe Guilben à Paimpol[2]. Une pareille disposition témoigne d'une plus grande extension ancienne des limons et, très proba-

1. Au réservoir de Monaco et, probablement (d'après H. Parent), à la Madrague de Saint-Cyr-sur-Mer, une intercalation dunaire existe à la base des limons rouges. Elle évoque le court épisode marin enregistré sous forme de plage aux oudaïas de Rabat et sous forme de dune cimentée (d^2) le long de la côte marocaine de Fedhala à Safi.

2. J. Bourcart. Le littoral breton du Mont Saint-Michel au Finistère. *Bull. Inf. C. O. E. C.*, 1950.

blement, d'une jonction de l'île avec le Petit Langoustier, le Grand Ribaud et Giens, *monadnocks* isolés autrefois dans le manteau de limon.

Alors que sur la plage du N, le contact est très visible avec les schistes, il n'en est pas de même sur la face S où nous voyons un grand cône de déblais entaillé par la mer et dont les éléments repris par les vagues recouvrent la plage en lui donnant une curieuse couleur noire. Ces déblais, intercalés de tuiles et de briques, présentent un aspect singulier de croûte jaune rougeâtre, rouille, avec des masses de fer, d'hématite bulleuse et d'un corps moins caverneux ou compact, d'aspect analogue à du basalte. Aussi lors d'une première visite, j'avais ramassé de ces échantillons roulés par les vagues et pensé à un cône volcanique, chose possible étant donné que des ponces avaient été jetés par la mer sur le littoral en 1887 [E. Jahandiez], comme je l'ai constaté à Pampelonne en 1947.

Au cours d'une plus longue exploration, la découverte de fragments de briques et autres détritus à la base du demi-cône ne laisse plus aucun doute sur son origine humaine. Elle peut s'expliquer par l'existence, signalée par Jahandiez et corroborée (*in litteris*) par le professeur Charles Richet, ilien et fils d'ilien, d'une ancienne industrie de la soude, détruite par la généralisation du procédé Leblanc, dont ces dépôts seraient les résidus.

Ces éléments dont l'étude pétrographique fait penser à un basalte vitreux, un peu particulier toutefois, sont-ils réellement des basaltes importés d'Italie par exemple et refondus ou travaillés, ou bien de simples résidus de fabrication ?

Là encore nous ne savons rien, si ce n'est que la soude était fabriquée avec du natron d'Égypte. D'où viennent donc ces résidus, basaltes ou non ? C'est une question qu'il importe plus de résoudre à un historien ou a un archiviste qu'à des géologues.

En résumé : les îles d'Hyères et leur socle faisaient à peine relief à l'époque (Tyrrhénien ?) du Quaternaire cimenté. Ce relief s'est exagéré pendant l'époque de la grande régression (limons rouges).

Une grande vallée, avec ses affluents, séparait alors la partie orientale du socle des îles (Port Cros, Levant, banc immergé du Magaut) de la côte des Maures, creusée peut-être, dans la suite sous-marine de la Dépression permienne. La vallée a pourtant pu être une première fois creusée au Villafranchien. Mais elle a sûrement été recreusée pendant la régression médio-quaternaire, puis progressivement envahie et recouverte au Flandrien (der-

nière époque froide) comme tous les cañons sous-marins du Golfe du Lion [Bourcart, 1950].

La surélévation corrélative des îles et de leur socle a-t-elle été due à un vrai plissement ou à l'avance d'une écaille, comme celle de Sicié, la question reste pour l'instant ouverte. Elle n'est peut-être pas entièrement insoluble si l'on reprend des arrachages systématiques des parois (dans la partie initiale du cañon de la Cassidagne). Mais je n'en tirerai, pour l'instant, qu'une seule conclusion : l'impossibilité d'esquisser une histoire quaternaire de la Méditerranée qui ait quelque solidité, sans de très nombreux travaux sous-marins.

BIBLIOGRAPHIE

Falsan, A. (1863). — Notice sur la Géologie et la Minéralogie du canton d'Hyères, p. 9, Lyon.

Jahandiez, E. (1914). — Les îles d'Hyères, p. 172-193. Imprimerie de l'auteur, Carqueiranne.

Léger, L. et Blanchet, F. (1928). — Sur l'existence de plages fossiles aux îles d'Hyères. *Trav. Lab. Hydr. Piscicult. Univ. Grenoble*, XII, 1927.

Bourcart, J. (1928). — Une dune fossile sur le littoral toulonnais. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 54-58.

Parent, A. (1928). — Une formation éolienne à Port Cros (îles d'Hyères). *B. S. G. F.* (4), XXVIII, p. 391-394.

— (1943). — Tyrrhénien et Flandrien du littoral toulonnais et des îles d'Hyères. *Ibid.*, (5), XII, p. 3-7.

Bourcart, J. (1950). — Résultats généraux des dernières études océanographiques sur le Plateau continental français. *Int. Geol. Congr.*, London 1950, VII, p. 5-14.

Le synclinorium de l'aiguille de Morges et le style des déformations alpines du Cristallin du Pelvoux

par **J. Vernet** [1].

Sommaire. — Le synclinorium de l'aiguille de Morges est situé au SE de la Chapelle-en-Valgaudemar. Sur une portion étendue de la surface structurale du Cristallin du Pelvoux, il est possible d'y étudier certains traits généraux de cette surface et par conséquent son mode de déformation au cours de la phase alpine de son histoire. D'autre part, la couverture sédimentaire y a été le siège d'énergiques déplacements tangentiels avec empilement d'écailles.

Aspect général et position (fig. 1). — Il s'agit d'une entité géologique nettement définie qui flanque immédiatement à l'W les gneiss du Sirac (3.440 m) et sépare les gneiss de la haute vallée de la Séveraisse, appartenant au Pelvoux, au N, des gneiss et des granites à deux micas du Pic de Parières (3.075 m) et de la haute vallée du Drac, au S. Le remplissage est triasico-liasique (limite supérieure imprécise) avec des mélaphyres intercalés [2].

En plan, le domaine sédimentaire présente une étendue grossièrement triangulaire avec une base, au S, de 8 km sur une hauteur de 5 km. Au centre de gravité du triangle se place l'aiguille de Morges (2.989 m) où culminent les formations mésozoïques tandis qu'elles s'abaissent à 1.300 m en bordure N, au voisinage de la Séveraisse, sous Rif du Sap. Le côté E du triangle est, d'autre part, divisé en deux branches par les gneiss du Pic de Vallon Clos, que nous avons précédemment considéré [3] comme l'extrémité W d'une chaîne externe SE du massif du Pelvoux, la chaîne du Sirac.

1. Note présentée à la séance du 5 mars 1951.

2. Nous conservons cette vieille dénomination qui désignera l'ensemble d'un niveau géologique comprenant des roches d'épanchement plus ou moins altérées et les formations sédimentaires qui leur sont associées. Un exposé récent de l'étude pétrographique des premières est donné par P. Bellair, Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I. Le haut-massif. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1948. Voir aussi : Vuagnat, Sur le caractère spilitique des mélaphyres de la région du Pelvoux, *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, t. 64, n° 2, 1948.

3. La bordure SE du massif du Pelvoux et de l'anticlinal amygdaloïde des Écrins. *B. S. G. F.*, (5), XX, 1950, p. 289-296.

A vrai dire le petit massif de Vallon Clos est séparé du Sirac par un large seuil recouvert d'un placage glaciaire. Mais la petite plaine de Vallonpierre est manifestement un remplissage de cuvette glaciaire qui révèle la présence, en amont des schistes liasiques des Vernets, d'un verrou de roche résistante, c'est-à-dire d'un affleurement continu des gneiss sous les alluvions.

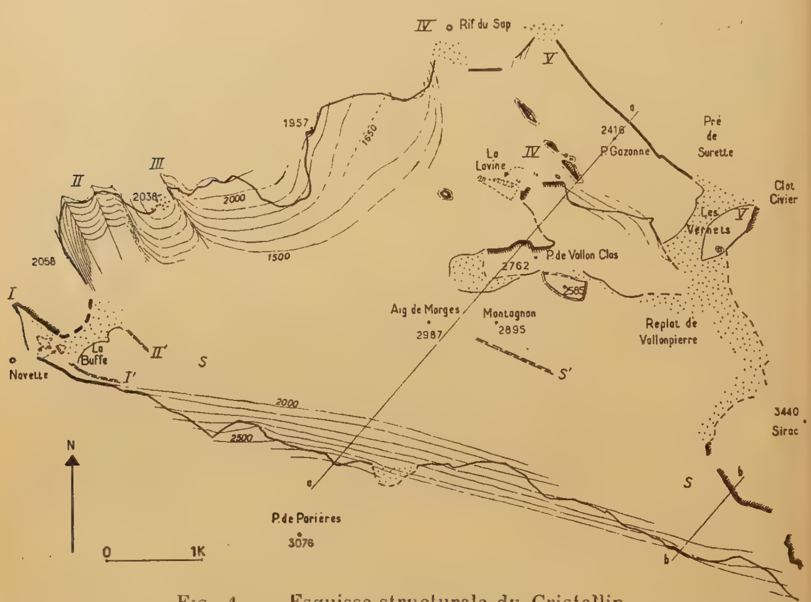


Fig. 1. — Esquisse structurale du Cristallin.

SS : sillon synclinal S ; I : pointe synclinale de Navette ; II : synclinal du tor. du Trouba ; III : syncl. de la Draye des Lauzes ; IV IV : syncl. du Rau de la Lavine ; V V : syncl. du Pic Gazonné ; I' II' S' : synclinaux observables à divers niveaux tectoniques de la couverture ; Contours fermés entourés d'un cerne : esquilles de Cristallin de la partie NE ; Contours fermés en traits interrompus : lambeaux de mélaphyres et Trias décollés et expulsés par les déformations du socle. Le contour extérieur et celui entourant le Pic de Vallon Clos, en trait fort, marquent les limites des affleurements sédimentaires. Trait épais : contact Cristallin-Sédimentaire subvertical. Trait épais bordé de hâchures : chevauchement du Cristallin sur le Sédimentaire. Courbes de niveau : surface structurale cristalline supposée. Pointillé : dépôts récents. aa, bb : emplacement des coupes de la fig. 3.

Le synclinorium de l'aiguille de Morges détermine dans le Cristallin une cuvette de profondeur inconnue mais certainement grande, aux parois toujours abruptes, parfois subverticales ou même chevauchantes.

Le « filon » de mélaphyres et de Trias de Rif du Sap, qui prolonge à quelques centaines de mètres à peine vers le NW et vers

le haut le synclinal du ruisseau de la Lavine, peut être considéré comme une dépendance immédiate de cette cuvette, qui semble, par contre, n'avoir que des rapports structuraux lointains, au S, avec les affleurements mésozoïques de la haute vallée du Drac (Les Clots, Montagne de la Rouïte) ainsi qu'avec le chapeau triasique d'allure tranquille, doucement incliné au SE, du sommet de la Tête Virante (2.674 m) à 2,5 km seulement de distance, mais au delà du Pic de Parières.

A l'E vers le col du Loup, dont les premiers affleurements (Les Roux) se situent à 1,5 km, et aussi à l'WNW vers le grand synclinal col de la Vaurze-Venosc, par Villard-Loubière (mais la distance est ici de 6 km) réapparaissent des relations structurales plus étroites pour lesquelles on en est cependant réduit, jusqu'à présent, à des hypothèses : relais de synclinaux, abaissement d'axe des anticlinaux intermédiaires, ou continuité synclinale [1].

Stratigraphie. — Les actions tectoniques ont fortement altéré la stratigraphie; et singulièrement celle du Trias.

Alors que des grès de base s'observent vers le col du Loup, à la Rouïte, à la Tête Virante, le Trias semble n'en montrer ici nulle part.

Il montre essentiellement :

vers le bas des cargneules souvent écrasées en une brèche tectonique pulvérulente jaune bourrée de menus débris de mélaphyres, et au-dessus des dolomies-capucin. Ne constituant un revêtement épais et presque continu que sur la bordure N, il est souvent totalement absent de vastes étendues et deux minuscules poches de quelques mètres en jalonnent seules la bordure S, à l'exception de ses extrémités. C'est vers l'une de ces extrémités, à Navette, que Ch. Lory a déjà anciennement signalé aussi dans le Trias des marbres rubanés (zonés) dont un examen de lame mince montre, selon P. Bellair [2], qu'il s'agit de cipolins avec filonnets d'oxyde de fer. Des observations récentes de P. Gidon et de nous-même, allant d'Ailefroide au col de la Vaurze, prouvent qu'il s'agit là d'un niveau assez constant.

Des schistes rouges s'intercalent entre les cargneules et les dolomies sur la crête de la Côte Grasse. Mais des complications tectoniques révélées par le voisinage font douter de l'appartenance de ces schistes à ce niveau.

Les mélaphyres forment une association intime et complexe de

1. L'ensemble des descriptions géologiques très fragmentaires et sommaires données jusqu'ici sur le synclinorium de l'aiguille de Morges et ses relations structurales est contenu, outre la carte géologique au 80.000e (feuille de Briançon), dans les ouvrages de P. Termier, Sur la tectonique du massif du Pelvoux, *B. S. G. F.*, 1896 et P. Bellair (*loc. cit.*).

2. *Loc. cit.*, p. 292.

roche d'épanchement parfois très compacte, vacuolaire, le plus souvent schisteuse et parfois très laminée, et de schistes rouges et verts, quelquefois très beaux. La roche d'épanchement et les schistes s'intriquent en formant plusieurs lits discontinus.

En divers endroits s'observent des conglomérats de schistes rouges à galets foncés de roche effusive, dans lesquels le clivage détermine parfois des coupes d'un très bel aspect décoratif. Il semble qu'il y ait plus d'un niveau de ces conglomérats. D'autre part, il existe un conglomérat d'un autre type intercalé, mince (1 à 2 m), d'apparence assez continue et étendue, formé d'une pâte au moins partiellement calcaire, à patine jaune clair, truffée de petits galets ou de débris plus ou moins anguleux des schistes rouges et de la roche effusive.

A noter qu'à 1 km de la bordure S, dans le massif de Parières, les flancs supérieurs de l'aiguille Fourchée portent un stockwerke dont le remplissage paraît à l'œil tout à fait analogue à la roche d'épanchement des mélaphyres. Il semble y avoir là une issue de sortie du volcanisme triasico-liasique.

Le Lias montre souvent à la base, sur quelques mètres, une formation particulièrement massive de calcaires à patine très claire.

En un point, contre le bord E subvertical de la barre mélaphyrique de La Buffe, se trouve un banc de schistes noirs et durs d'une puissance de 4 ou 5 m, dont nous pensons avoir retrouvé l'analogue entre Lias et Trias dans le vallon de la Pisse de Lanchâtra.

A partir de la formation claire de base, le Lias calcaire au faciès massif, toujours riche en Bélemnites, tronçonnées et écrasées, se prolonge sur quelques dizaines de mètres pour devenir ensuite assez rapidement schisteux. Il laisse enfin la place à la monotone et épaisse série de schistes noirâtres qu'à défaut d'observations stratigraphiques permettant de dater ses différents niveaux, nous continuerons de considérer comme un faciès supérieur, schisteux, du Lias.

Il est intéressant de rapprocher de cette description celle du remplissage du synclinal pincé, suggestivement baptisé « filon » de Rif de Sap. A 100 m au-dessus de son émergence des éboulis, dans la partie abrupte creusée en couloir, nous avons observé la coupe suivante entre les deux falaises des gneiss encaissants, de l'W à l'E :

— mélaphyres (bleu noir ou schisteux lie de vin, 5-6 m
— dolomies capucin + mélaphyres bleu noir, 2 m
— marbre zoné (blanc ou blanc verdâtre, et rose), quelques dizaines de cm
— dolomies capucin + mélaphyres bleu noir, 2 m
— calcaires régulièrement lités à patine brunâtre.

Au-dessus de la coupe, des cargneules sont visibles par places; 50 m plus haut la formation s'élargit par développement des dolomies et des calcaires lités. Cette poche se renferme ensuite rapidement en

s'élevant. Le sol végétal cache l'affleurement dans le haut de la combe dominant la partie encaissée du couloir, mais vers 1.800 m on observe une réapparition limitée de dolomies capucin.

Les mouvements tangentiels de la couverture (fig. 2). Il nous semble possible de définir la présence indubitable de quatre écailles empilées, essentiellement définies par rapport aux bancs durs des mélaphyres. Mais la réalité est plus complexe, les méla-

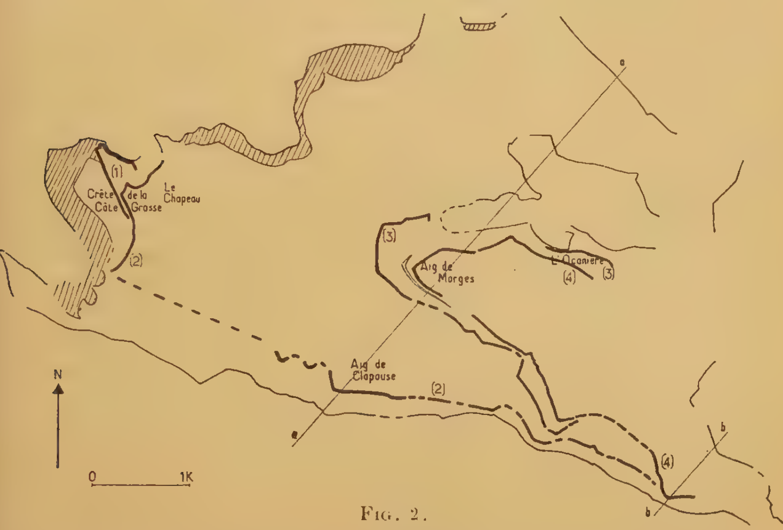


FIG. 2.

(1) : écaille Trouba-Sapinières ; (2) : éc. de l'aig. de Clapouse ; (3), (4) : éc. inf. et sup. de l'aig. de Morges (entre les deux, charnière synclinale dans le Lias schisteux). Hachures : Trias et mélaphyres pouvant être désignés comme autochtones. aa, bb : coupes.

phyres s'étant visiblement cassés et disséminés en pavés disjoints dans les limites mêmes d'une écaille.

Seule l'écaille inférieure (fig. 5), véritable dalle de mélaphyres de dimensions réduites, a échappé à cet émiettement. Elle se situe entre le torrent du Trouba et le torrent des Sapinières. Elle est décelée sur la crête de la Côte Grasse par une schistosité verticale perpendiculaire à celle des mélaphyres contigus du Chapeau. Ce banc subvertical, tout en s'appuyant à l'W au Lias du torrent du Trouba, présente exactement contre le Cristallin à l'E, vers le bas, des conglomérats, pour laisser place plus haut à la faveur de l'écartement de la paroi cristalline, à un épais paquet insolite de Lias. Vers le bas les conglomérats pénètrent en coin dans les dolomies capucin et les cargneules du Trias du fond du synclinal du torrent du Trouba.

La position de cette écaille est difficile à expliquer. Il peut s'agir d'une écaille en position normale basculée par les mouvements qui ont formé le synclinal du tor. du Trouba. A noter que celui-ci révèle d'autre complications. Ainsi, en plein niveau des dolomies triasiques du fond, une curieuse brèche tectonique, dessinant sur quelques dizaines de mètres une sorte de virgule, montre à sa pointe un mélange très brisé de dolomies et de mélaphyres et se termine à sa base par un paquet isolé de mélaphyres schisteux.

Les trois écailles suivantes (fig. 3 A), celle de l'aiguille de

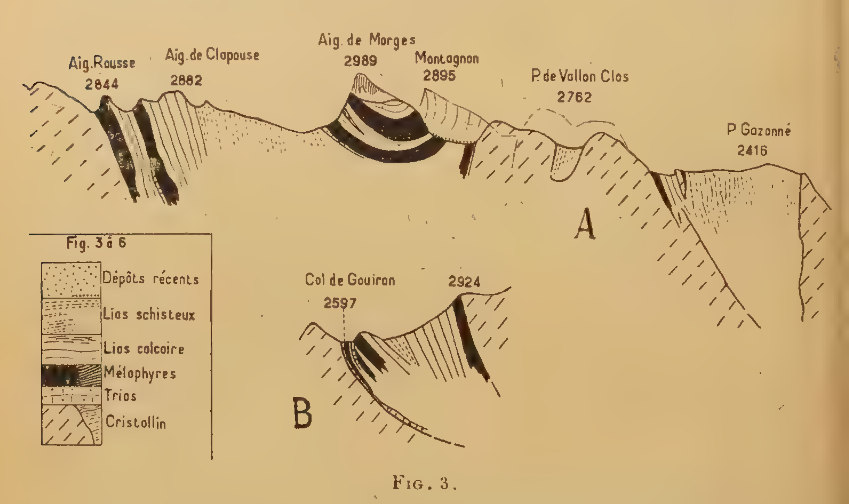


Fig. 3.

La coupe A correspond à celle de P. Termier (*loc. cit.*, *B. S. G. F.*, 1896, p. 741, fig. 4) et aux coupes supérieures de la fig. 38 de P. Bellair (*loc. cit.*, p. 267). Les différences sautent aux yeux.

Clapouse et les écailles inférieures et supérieure de l'aiguille de Morges ont une extension beaucoup plus grande. Elles se présentent comme les trois gradins superposés d'une pyramide géante. Entre les deux dernières un beau coin effilé de Lias schisteux est pris dans le Lias calcaire. D'après la position de la charnière qu'il présente, il est possible de définir un sens de poussée vers le SW.

A l'E de l'aiguille de Morges, à l'Ocanière, une épaisse succession ininterrompue de mélaphyres, avec de nombreux niveaux superposés de conglomérats, indique des redoublements tectoniques amenant en contact au moins les deux écailles supérieures et un autre niveau de mélaphyres peut-être autochtone.

Le Cristallin présente volontiers, notamment en bordure S,

une surface structurale en belles dalles unies sur lesquelles viennent reposer les mélaphyres ou le Lias schisteux. Plus encore que sur la bordure SE du massif du Pelvoux la notion d'autochtonie, de roche « en place » sur le socle cristallin est ici toute relative.

Les déformations du socle cristallin. Vue d'ensemble (fig. 1). L'ordonnance de la cuvette synclinale montre au S un grand sillon rectiligne sur lequel se greffe une zone déprimée sinueuse qui ne se présente, dans l'état actuel des observations, que comme la zone d'abaissement d'axe de quatre synclinaux plus petits, découpant la bordure N et orientés NW à NNW. D'autre part, au N d'un abaissement de son propre axe, marquant à l'E de Navette le point de jonction avec la ligne axiale de la zone déprimée ; le grand synclinal S oriente son extrémité WNW à peu près parallèlement aux autres synclinaux de la bordure N.

Le synclinal S apparaît comme un sillon dont le flanc S plonge régulièrement de 50 à 60°, avec ça et là quelques parties subverticales, et que chevauche à son extrémité E le Cristallin du Sirac. L'écaille de l'aiguille de Clapouze, reprise dans son plissement, présente sur le bord S le même angle de plongement, tandis que, plus au N, un synclinal superficiel d'axe parallèle affecte en partie l'écaille supérieure de l'aiguille de Morges, plus particulièrement le Lias calcaire de l'aiguille de Montagnon, où le flanc N se présente légèrement renversé (fig. 3 A).

Vers l'extrémité E, au col de Gouiran, le bord S du synclinal a relevé avec lui en position subverticale un niveau autochtone de Trias, mélaphyres et Lias calcaire, ainsi qu'un autre niveau de Trias faisant suite au N. Mais les mélaphyres suivants, surmontés de Lias calcaire plus schisteux, se présentent immédiatement au N avec un pendage de l'ordre de 40° NNE. La coupe synclinale se referme chevauchée par le Sirac par un retour du Lias calcaire puis des mélaphyres, sans Trias, avec un plongement général de 60° NE (fig. 3 B).

Les accidents NW (fig. 4 et 5). La région W de la bordure N se caractérise par :

— des synclinaux pincés ;
— des anticlinaux en voûte surbaissée ou en gros renflement grossièrement arrondi ;
— un fort ennoyage au SW, allant de 60-70° (tor. du Trouba) à 45° (anticlinal du tor. du Bourg, « filon » de Rif du Sap à la limite).

La pointe synclinale de Navette se termine en coin obtus, aux flancs subverticaux, mais l'inclinaison moyenne du Lias fait présumer un chevauchement des gneiss sur le flanc NE.

Ceux-ci se terminent brusquement vers le S en escarpements sur la

rive droite du tor. de Tempier, à 200 ou 300 m de la belle falaise de La Buffe, où les mélaphyres subverticaux forment un placage contre du Lias calcaire également vertical. Il s'agit de l'extrémité de l'accident anticlinal Trouba-Navette, dont le Trias épais du flanc E laisse prévoir qu'il a dû remplir l'espace aujourd'hui déblayé par l'érosion

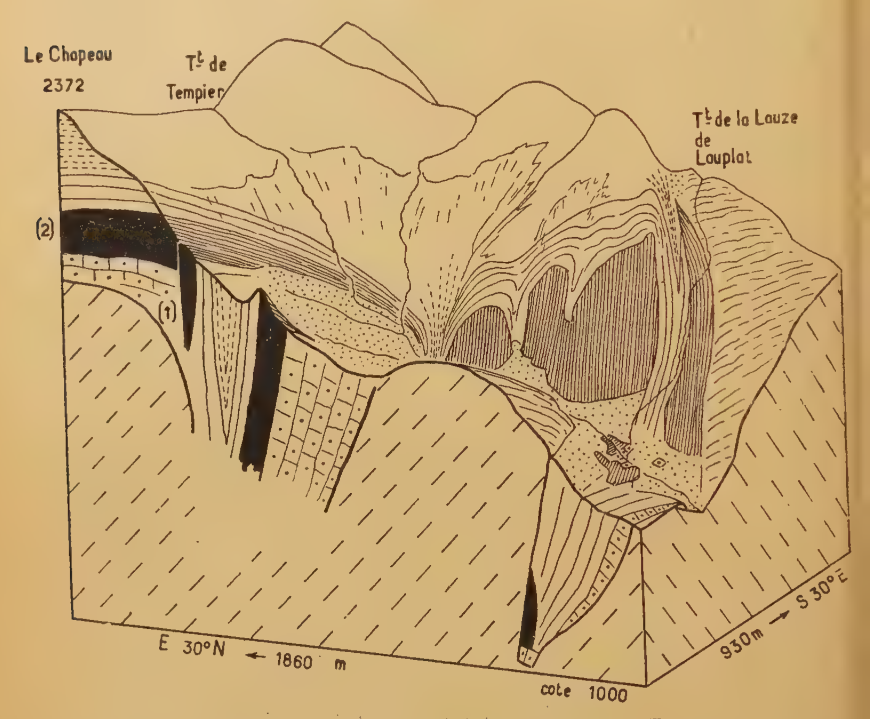


Fig. 4. — Environs immédiats de Navette à l'E.

Relations de la pointe synclinale de Navette (à droite) et du synclinal du tor. du Trouba avec des synclinaux de la couverture. Lambeaux de mélaphyres et Trias en position anormale près du tor. de Tempier. (1), (2) : écailles (voir fig. 2).

et où le tor. de Tempier coule sur les alluvions récentes. La verticalité des mélaphyres révèle celle du Cristallin démantelé.

Dans l'axe de la pointe synclinale de Navette, au S du tor. du Tempier, la partie inférieure du tor. de la Lauze de Lauplat est occupée par un synclinal de Lias calcaire et schisteux subvertical, très fortement pincé entre les mélaphyres de la lisière S et ceux de La Buffe.

L'abaissement d'axe déjà signalé du grand sillon S passe dans l'axe même du tor. de Tempier. La position de cette charnière transversale a pu être déterminée par la présence de la zone faible constituée par un large couloir de Trias peu cohérent. En tout cas la déformation du substratum qu'elle définit s'inscrit d'une manière intéressante dans

la position des paquets de mélaphyres et de Trias qui s'observent de part et d'autre du torrent au passage du synclinal, émergeant des alluvions récentes. Le reploiement du synclinal autour d'un axe transversal a rassemblé le Trias du bord SW en un amas qui, faisant piston, a chassé et dispersé radialement les mélaphyres de ce flanc SW vers le NE et l'E, à la faveur de la résistance moindre opposée selon son axe par le couloir de Trias ouvert de ce côté.

Le synclinal du tor. du Trouba n'est pincé qu'en ce qui concerne le Lias schisteux. Les épais paquets de mélaphyres accumulés ici ont visiblement offert une résistance à la déformation du socle et l'ont obligée à

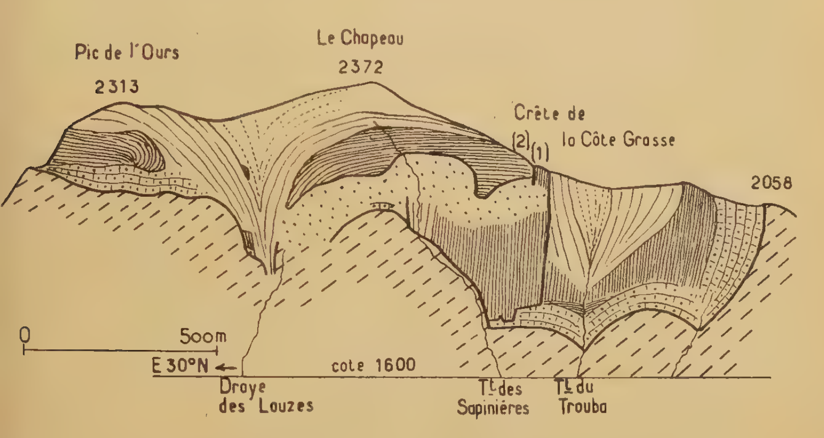


FIG. 5. — Synclinaux de la Draye des Lauzes et du Tor. du Trouba.

Aspect panoramique. En raison de l'ennoyage des axes synclinaux, les formes sont écrasées. Pour avoir une idée approximative de coupes normales aux axes, multiplier les hauteurs par 1,75 (tor. du Trouba) à 1,5 (Draye des Lauzes). (1), (2) : écailles.

se mouler en partie sur eux. Deux axes synclinaux, avec un très fort ennoyage (70° SE) sont séparés par un léger bombement et de part et d'autre le Cristallin dessine des bords abrupts d'auge.

Ceci finit de définir l'intumescence anticlinale Trouba-Navette comme une puissante mais courte muraille, plus haute qu'épaisse, grossièrement arrondie, légèrement déversée au SW.

Le plissement synclinal de fond s'est répercuté, avec un décalage d'axe de 300 m vers le SW, au niveau tectonique représenté par la barre de la Buffe d'un côté et la bordure N de l'écaille de l'aiguille de Clapouze de l'autre, sous la forme d'un très beau synclinal de Lias pincé ayant entraîné aussi les mélaphyres de l'écaille. Il doit y avoir ici également un fort ennoyage au SE.

Le synclinal pincé de la Draye des Lauzes montre avec netteté l'expulsion sur les deux bords des bancs de mélaphyres durs, un petit paquet isolé de mélaphyres et de Trias ayant été poussé axialement dans la masse liasique, entre les calcaires et les schistes. Les méla-

phyres du bord E ont eu, de plus, leur extrémité repoussée selon une surface de déformation fortement recourbée, accusée par les directions régulièrement changeantes de leur schistosité en plan et en coupe.

L'anticlinal du Chapeau ainsi défini se présente comme une intumescence assez régulièrement arrondie et au sommet aplati.

A l'E, le large anticlinal axé sur le tor. du Bourg présente encore mieux le caractère de plongée rapide sur ses bords extrêmes au voisinage des axes synclinaux, et de voûte surbaissée se raccordant sans heurt à ses bords raides.

Les accidents du NE. — Facile à déterminer entre 1.500 et 1.800 m d'altitude, le « filon » de Rif du Sap apparaît comme une dépendance marginale NW. La direction géographique de l'affleurement est à peu près N 30° W, mais la formation présente un certain aspect couché, avec un pendage de l'ordre de 60° E ou ENE.

Ceci est conforme à la direction de la schistosité et du clivage en grand, apparent dans le paysage, des schistes cristallins de la falaise

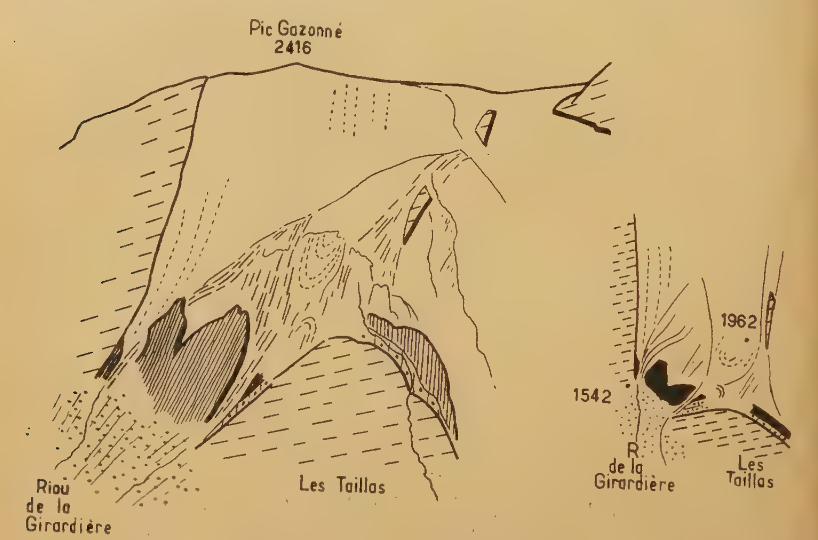


Fig. 6. — Extrémité NW du synclinal du Pic Gazonné.
Trait gras : bordures chevauchantes.

à l'W, au-dessous de l'Estoublette (60-70° ENE). La trace de ce feuilletage présente d'ailleurs sur quelques centaines de mètres une légère divergence vers le S, devenant bien parallèle à celle du synclinal, à son voisinage immédiat. D'autre part, elle se suit fidèlement dans la schistosité des gneiss au S de la Séveraisse, sous la retombée NE de l'anticlinal du tor. du Bourg.

La partie NE du synclinorium proprement dite accuse les actions

de plissement les plus énergiques et en même temps l'apparition dans les synclinaux d'effets de compressions longitudinales.

Des deux synclinaux qui s'y définissent, celui du ruisseau de la Lavine (qui « sort » au NW par le « filon » du Rif du Sap) apparaît comme un synclinal pincé allant se perdre soit en bordure NE des gneiss du Pic de Vallon Clos, soit peut-être au-dessous et contre sa partie N chevauchante. Celui du Pic Gazonné apparaît plutôt avec l'aspect très particulier d'une fosse rectangulaire à bords abrupts, fermée de toutes parts.

Au NW, un mur de gneiss formant angle saillant, subvertical ou redressé à 60°, revêtu de Trias et partiellement de mélaphyres, correspond à l'arête anticlinale de séparation des deux synclinaux. Cette arête est soulignée dans les schistes par une étroite bande de Lias calcaire dont le bord SW est jalonné par un alignement de lames de gneiss légèrement chevauchantes au SW ; une de ces lames porte, latéralement et aussi contre une pointe, un liseré de mélaphyres ; cet axe anticlinal vient se raccorder en biseau au flanc NE du Pic de Vallon Clos qui plonge lui-même à 50-60° sous les schistes.

Le synclinal du Pic Gazonné (fig. 3 A et 6) se divise lui-même au NW en deux sorties synclinales de Lias calcaire, de part et d'autre d'une sorte de pointe anticlinale gardant un puissant placage de mélaphyres qui chevauche légèrement les calcaires, révélant la présence originelle d'une paroi cristalline elle-même chevauchante. Des contournements énergiques des calcaires et des schistes contigus, les uns et les autres d'ailleurs tous subverticaux, s'observent dans ce domaine.

Sur son flanc NE le synclinal ne présente qu'un immense mur vertical uni de gneiss, parallèlement auquel courent les strates du Lias schisteux. Ceux-ci vont buter contre l'autre extrémité de la fosse, formée par les gneiss de la base de l'arête N du Sirac, au moins en partie chevauchants et garnis d'un épais liseré de calcaires restés concordants avec leur socle.

Les gneiss du Pic de Vallon Clos se présentent sur leur front NW comme chevauchant (avec un angle de plongement de 70 à 75°) à la fois, au N et au NW, les schistes liasiques du synclinal du ruisseau de la Lavine, qui se présentent à eux par la tranche. Une belle dalle plane en surplomb, polie, visible au-dessus du lieu dit La Lavine, illustre ce chevauchement. A noter le contour anguleux, en ligne brisée, à éléments rectilignes de ce cap de gneiss. Plus au S, les schistes vont se bloquer haut en altitude dans un véritable golfe des gneiss, au fond dessiné en demi-cercle, et sont à nouveau chevauchés, ainsi qu'une bande de Lias calcaire, sur toute la rive S de ce golfe.

Autres accidents à grouper : les lames, lambeaux et blocs isolés enrobés dans les schistes. Les lames de gneiss de l'anticlinal Lavine-Pic Gazonné appartiennent à ce groupe. Y entrent encore divers affleurements isolés subverticaux de gneiss et de mélaphyres, allongés en lames ou en amandes conformément à la direction générale

des feuillets schisteux qui les emballent, en avant du front NW des gneiss du Pic de Vallon Clos. Les mélaphyres apparaissent comme des parties décollées de leur socle et mises de champ ; parmi celles-ci, à noter la puissante barre de la Lavine, flanquée de Trias, et à laquelle s'accole, à l'E, une lame de calcaire d'aspect liasique dont un prolongement perpendiculaire s'insère dans les mélaphyres à la manière d'un filon. A noter également, vers l'W, le pointement des gneiss 2.141 m.

Sur le flanc S du Pic de Vallon Clos, l'aiguille 2.585 apparaît aussi au milieu des mélaphyres autochtones comme un paquet de gneiss arraché et déplacé au cours des mouvements du socle mais il n'a pas pris part aux déformations typiques de la région au N.

Celles-ci font apparaître : 1. — l'arrachement de lames du socle et éventuellement de parties rigides de la base de la couverture. 2. — leur expulsion vers le haut et leur mise en place orientée en concordance avec la direction des schistes encaissants.

L'arrachement de lames du gneiss en particulier a dû se produire sous l'action conjuguée des compressions normales aux axes des plis et d'autres à composante longitudinale, brisant notamment les crêtes anticlinales dont les esquilles provenant de ce débitage ont pu ainsi être expulsées vers le haut par entraînement avec leur gangue schisteuse plastique. On voit le rôle joué par le soubassement du Pic de Vallon Clos dans la genèse de ces accidents.

Déversement du Cristallin vers WSW. — La bordure cristalline accuse çà et là un léger déversement de composante générale WSW. Le chevauchement principal se trouve au Sirac et s'inscrit hors même des contacts observables, dans les pendages du Lias schisteux et calcaire du versant N du col de Vallonpierre. La poussée n'a pu être que postérieure aux déformations principales du Cristallin, ou au plus tôt contemporaine.

Esquisse historique. — Nous croyons devoir attribuer à un écoulement par gravité en relation avec le soulèvement initial de la phase alpine (paroxystique) de l'histoire du Pelvoux les déplacements tangentiels de la couverture responsables de la déformation des écailles [1], tandis que le socle cristallin en cours de soulèvement pouvait déjà amorcer des esquisses de plis à la faveur desquelles le Trias se maintenait sur la bordure N.

Par la suite, la déformation intense du socle a créé une cuvette profonde, à allure de fosse aux contours compliqués, y repin-

1. Sur la notion générale de l'écoulement par gravité, voir M. Gignoux. La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes (avec une abondante bibliographie), *B. S. G. F.*, (5), XVIII, 1948, p. 739-764. — J. Goguel. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre (2e éd.), *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* — Moret. Précis de Géologie, Masson, Paris, 1947, p. 438-440.

çant plus ou moins les écailles. Ne subissant qu'un résidu de poussée provenant des grands déplacements tangentiels intra-alpins, l'ensemble a été, d'autre part, affecté çà et là de légers chevauchements. L'observation dans les limites du synclinorium ne permet pas de voir dans quelle mesure déformation avec soulèvement et poussées tangentielles ont fait partie de phases chronologiquement distinctes [1].

Conclusion sur les aspects tectoniques du socle. — Le Cristallin et sa couverture ne montrent nulle part un accident important pouvant être interprété comme un accident cassant (faille). C'est en relation avec cela qu'apparaissent des complications de structure dues aux mouvements complexes de mise en place et dont l'extrémité NW du synclinal du Pic Gazonné apporte un exemple particulièrement suggestif.

Il existe des accidents cassants mais à une échelle réduite, donnée par exemple par la dimension des éléments du contour anguleux du massif du Pic de Vallon Clos ou celle des lames arrachées à l'anticlinal Lavine-Pic Gazonné.

L'allure générale du Cristallin est celle d'une masse semi-plastique semi-rigide mise en place selon un style tectonique plastique à grande échelle, et plutôt cassant à petite échelle.

L'association régulière de synclinaux pincés et d'anticlinaux en voûtes surbaissées, lorsque les déformations ont été assez faibles, trahit, d'autre part, le gonflement d'une masse approximativement homogène. C'est un aspect géométrique commun à toute masse naturelle en expansion, quelle que soit la nature de cette expansion (dilatation élastique, foisonnement, déformation plastique avec apport de matière de la périphérie), que la présence de surfaces courbes convexes vers l'extérieur tendant à se recouper selon des arêtes et des angles rentrants, et les nuages du type « cumulus » en donnent un exemple idéal.

Les schistes cristallins et les granites ne sauraient toutefois se modeler en des lobes aussi délicats. Pour peu que les efforts de déformation s'intensifient, ils deviennent le siège de réajuste-

1. Ces phases doivent pourtant être très distinctes au moins en ce qui concerne leurs manifestations essentielles. La présence de conglomérats à galets de Cristallin à la base du Priabonien transgressif en bordure SE du massif indique, de toute évidence, l'existence sur le rivage de la région, à l'Éocène supérieur, d'un massif cristallin élevé. Ch. Lory, P. Lory, P. Termier (art. cité) ont d'ailleurs signalé la discordance qui, au S de Chaillol en particulier, permet de séparer les plis post-liasiques de date plus ancienne des mouvements oligocènes, et plus récemment P. Lory et A. F. de Lapparent. Rem. sur le Nummulitique du Dévoluy et du Champsaur, *B. S. G. F.*, (5), VII, 1937, p. 359, ont pu préciser que la base du Tertiaire discordant du Champsaur est d'âge Bartonien supérieur.

ments compliqués, où doivent s'associer dans le détail une multiplicité d'accidents cassants et de déformations plastiques, mais dont l'aboutissement semble très généralement exclure les surfaces courbes concaves. Une telle expansion vers le haut ne serait due qu'à des compressions latérales.

L'idée du gonflement de la masse cristalline cherchant une issue vers le haut est conforme à l'aspect de pli de fond modelé en dôme irrégulier que présente dans son ensemble le massif du Pelvoux. La forme exceptionnellement ramassée de celui-ci serait l'effet de pressions centripètes approximativement égales entre elles, et ce fait est à rapprocher de la position géographique particulière du massif sur l'axe de l'arc des Alpes occidentales.

L'idée de gonflement d'un substratum pinçant les parties de sa couverture restées en arrière semble seule compatible avec les formes remarquables que présente le synclinal du col du Loup, précédemment décrit par nous [1], notamment au S du glacier de Surette. Elle explique la présence d'un entonnoir calcaire au milieu des gneiss près du Villard d'Arêne décrit par P. Termier [1] et est conforme plus généralement à l'existence des accidents que P. Termier avait cru devoir grouper en d'hypothétiques synclinaux transversaux. Ce qui existe avec certitude c'est que çà et là, et pouvant réaliser de courts alignements transversaux plus ou moins sinueux, soit sur le trajet des grands synclinaux du massif (gorge d'Ailefroide) soit en dehors (Valgaudemar en aval de Villard-Loubière) existent des poches synclinales, véritables ombilics, profondément encaissées de toutes parts dans le Cristallin.

Mais d'une façon plus générale les deux notions, plasticité en grand et formes d'expansion, cadrent avec les diverses observations que nous avons pu faire dans le massif. Notamment avec celles que nous avons été amené à faire en 1950 pour la révision de la nouvelle carte géologique au 50.000e (feuille de Saint-Cristophe) sur la bordure NW, de Bourg d'Arud au col de la Muzelle et dans la région du col de la Vaurze [2].

Ce schéma tectonique n'est nullement en contradiction avec l'existence dans le massif du Pelvoux de directions synclinales quasi-privilégiées. Il ne s'agit pas de rejeu de plis hercyniens, l'observation des cipolins du Valjouffrey le prouve. Mais on peut facilement constater que ces directions, allant de NW au NE, sont dans l'ensemble et localement conformes à la schistosité des gneiss. Par ses innombrables surfaces de clivage à peu

1. *Loc. cit.*
2. Observations qui seront publiées.

près parallèles, la schistosité n'a pu que favoriser les déformations plastiques dans des plans perpendiculaires à ses directions moyennes. Le milieu s'est montré plastique, en somme, mais pas d'une manière isotrope. L'observation du bord N du synclinorium de l'aig. de Morges illustre ces faits aussi.

Le schéma admet aussi, dans l'interprétation générale du massif, la dissymétrie d'ensemble amenant les plus hautes parties du Cristallin à proximité du bord E et à peu près parallèlement à ce bord, comme un résultat de réaction plastique aux poussées tangentielles venues de l'E, dans un milieu absorbant de proche en proche la poussée initiale. Mais dans le cadre même du synclinorium de l'aig. de Morges, nous avons vu un autre effet de cette réaction sous forme de chevauchements réduits dus à un résidu de poussée ; conformément à l'existence d'un amortissement plastique, les chevauchements s'observent surtout à l'E.

Le schéma, enfin, semble pouvoir se généraliser comme décrivant les phénomènes orogéniques dans le cas où une masse cristalline se déforme en dehors de toute action tangentielle extérieure importante provenant du déplacement d'une couverture. Certaines observations que nous avons faites dans le massif du Mercantour peuvent en tout cas s'y intégrer.

Une question reste pendante : celle des synclinaux s'élargissant en profondeur et formant, à la limite, des tunnels et peut-être des poches entièrement isolées de Sédimentaire dans le Cristallin. Au SE le synclinal d'Ailefroide, à l'W diverses parties du synclinal Venosc-Villard Loubière, fournissent des exemples nets de cette structure, et le cas de la poche isolée semble avoir été rencontré au SW de Bourg d'Arud par les travaux de percée du tunnel d'amenée d'eau du Lauvitel au barrage de prise d'eau de l'usine électrique du Vénéon.

Dans le massif du Mercantour le syclinal de Trias de Sespoul s'élargit également en profondeur.

Peut-on invoquer, pour expliquer une telle structure, une dilatation élastique par décompression de la masse cristalline soulevée ?

Nous ne croyons pas devoir conclure. Rappelons que, en ce qui concerne l'élargissement vers le bas du synclinal d'Ailefroide, P. Gidon attribue le fait à l'avancée d'une écaille. On peut faire intervenir aussi l'érosion plus active dans le Sédimentaire, beaucoup plus meuble en général que son support cristallin, dans une phase d'évolution subaérienne ; un affaissement plastique du Cristallin surincombant s'ensuivrait, qui pourrait aboutir, à partir de synclinaux suffisamment aigus, au moins isoclinaux, à l'étranglement de ces derniers.

UNE COUPE TRANSVERSALE NATURELLE DU VERSANT S DU MASSIF DE LA TÊTE DE GAULENT (HAUTES-ALPES).

LA RIVE GAUCHE DU TORRENT DE TRAMOUILLON PRÈS DE SAINT-CRÉPIN

PAR **J. Debelmas**[1].

Sommaire. — Description de la structure de la rive gauche du torrent de Tramouillon, au S de l'Argentière (Hautes-Alpes); superposition de deux nappes briançonnaises ; existence, dans le haut massif, de plusieurs séries répétées, interprétées comme des replis frontaux de la nappe supérieure ; individualisation d'une zone d'écailles intermédiaires entre les deux nappes; rôle primordial du Houiller dans les décollements.

Le massif de la Tête de Gaulent est situé sur la rive droite de la Durance, entre Briançon et Embrun, au S de l'Argentière, à la hauteur du petit village de Saint-Crépin.

Depuis les travaux fondamentaux de MM. Gignoux et Moret[2], on savait que ce massif est dû à la superposition de deux nappes. La nappe supérieure ou « nappe de Champcella » forme tout le versant E de la Tête de Gaulent, reposant par son Houiller de base sur le Flysch noir et les marbres en plaquettes du Crétacé supérieur qui constituent le dos de la nappe inférieure ou « nappe de Roche-Charnière ».

Sur la rive gauche du torrent de Tramouillon, qui nous donne la coupe-clef de ce massif, la nappe de Roche-Charnière n'est visible qu'en quelques points, et seulement ses termes supérieurs, Flysch noir et marbres en plaquettes. Le Houiller de base de la nappe de Champcella qui leur fait suite affleure largement à Chanteloube, dans la basse vallée de Tramouillon, où il a été exploité ; plus en amont, il se lamine au-dessus des Imberts et réapparaît ensuite au col de Tramouillon en une large bande

1. Note présentée à la séance du 12 mars 1951.

2. GIGNOUX, M., LORY, P. et MORET, L. Révision de la feuille de Gap au 1/80.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 36, n° 187, 1932. — GIGNOUX, M. et MORET, L. Révision de la feuille de Gap au 1/80.000e. *Ibid.*, t. 38, n° 190, 1933. — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble*, t. XXI, 1938.

qui court à la base E de la crête de Gaulent, donnant une zone déprimée (col de Tramouillon). Cette bande avait été interprétée par MM. Gignoux et Moret comme le noyau d'un anticlinal de nappe, le flanc normal de cet anticlinal étant la région de Champcella-Serre Piarâtre, le flanc inverse la crête de Gaulent (au moins jusqu'à une antécime, ces auteurs ayant aussi émis l'hypothèse que le sommet même de Gaulent pourrait peut-être représenter la réapparition de la nappe de Roche-Charnière).

Les levés détaillés auxquels j'ai procédé ces dernières années m'ont amené à concevoir une structure différente.

Tout d'abord, le sommet même de la Tête de Gaulent repose sur une masse de Flysch noir par l'intermédaire d'un paquet d'écailles extrêmement variées. Il ne vient donc pas de dessous, mais de dessus et dépend, lui aussi, de la nappe de Champcella dont il constitue un repli frontal.

Sous ce premier repli, vient une série que nous pourrions appeler « série de Tramouillon ». Le long de l'arête qui va de l'antécime de Gaulent au col de Tramouillon, on rencontre successivement : le Crétacé supérieur (marbres en plaquettes), le Dogger, les trois termes du Trias (calcaires, schistes versicolores[1], quartzites), le Permien (Verrucano) et le Houiller. Le tout repose sur une nouvelle série que nous appellerons « série de Clot la Selle » et qui comprend : le Crétacé supérieur, le Dogger, les calcaires triasiques (ces deux derniers termes localement laminés dans le plan de la coupe 1), les quartzites, le Permien et le Houiller.

Le Houiller de Tramouillon ne vient pas de dessous, dans le noyau d'un anticlinal, mais arrive par-dessus, car on en trouve des témoins horizontaux sur les termes supérieurs de la série de Clot la Selle (marbres en plaquettes et Trias calcaire, voir fig. 1, coupe 2). Cette série de Tramouillon représente donc un nouveau repli de la nappe de Champcella.

Les deux replis précédents reposent sur le Flysch noir et les marbres en plaquettes du dos de la nappe de Roche-Charnière. C'est à ces terrains tendres que l'on doit la topographie doucement mamelonnée des prairies de Tramouillon.

Quant à la série de Clot la Selle, elle repose sur un nouvel ensemble, encore analogue aux précédents, que nous pourrions baptiser « série de la Crête du Bouchet ». Mais là, la surface de chevauchement figurée sur la coupe 1 est très locale, passant au

1. Les gypses, qui leur sont normalement associés, manquent dans le massif de Gaulent. Ils ont dû exister cependant, car on en connaît plus au N, dans la vallée du Fournel.

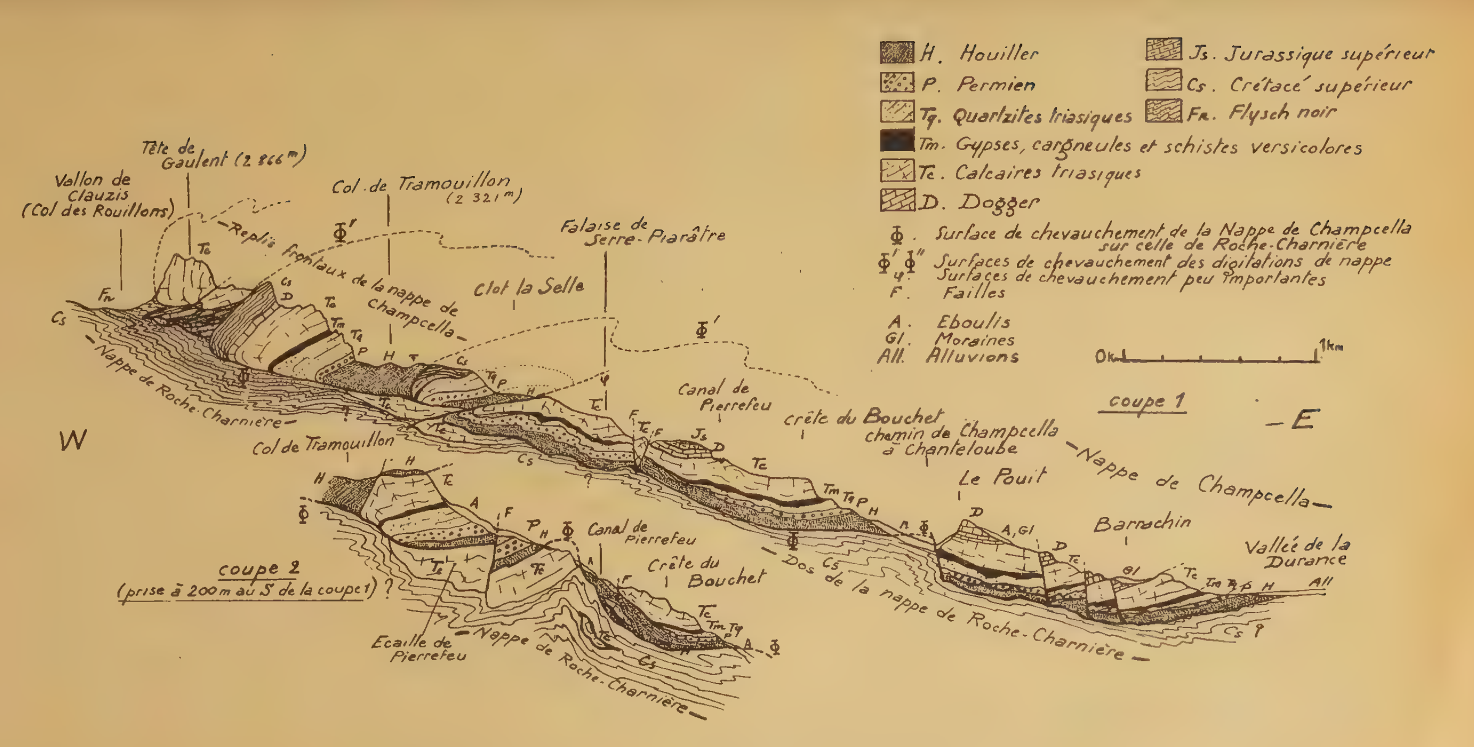


Fig. 1.— Coupes de la rive gauche du torrent de Tramouillon.

S à une simple faille verticale (coupe 2). Il s'agit donc d'un accident de détail, d'une simple cassure de la nappe en deux tronçons dont l'un s'est localement insinué de force sous l'autre.

Au delà de la Crête du Bouchet, une faille importante interrompt momentanément la continuité de la nappe de Champcella et détermine le col par lequel passe le chemin de Champcella à Chanteloube, probablement en faisant affleurer le Houiller de base de la nappe supérieure et peut-être les marbres en plaquettes de la nappe inférieure. Les éboulis masquent ici tous les affleurements.

La nappe de Champcella se prolonge ensuite jusqu'à la vallée de la Durance en une petite banquette faillée en gradins, à ossature de calcaire triasique, dont les termes inférieurs sont très irrégulièrement laminés. MM. Gignoux et Moret les ont décrits dans la basse vallée du torrent de Tramouillon, près des Pasques, et je les ai retrouvés, avec des caractères identiques, presque dans le lit de la Durance, à 1,5 km environ au N de Chanteloube.

Entre la nappe de Champcella et celle de Roche-Charnière, existent, en plusieurs points, des écailles ou des amas d'écailles détachées de l'une ou l'autre nappe dans leurs frottements respectifs. Ces écailles sont enfouies, en général, dans le complexe tendre des marbres en plaquettes ou du Flysch noir de la nappe de Roche-Charnière. On peut en distinguer quatre groupes :

1) deux petits copeaux de calcaire triasique (dont l'un s'est par exception insinué dans le Houiller de base de la nappe de Champcella) sous la Crête du Bouchet, à la verticale du point où celle-ci est traversée par le canal de Pierrefeu ;

2) une grosse écaille de calcaire triasique, sous Clot la Selle, morcelée en deux compartiments par une faille (peut-être postérieure à la mise en place des nappes) qui affecte aussi la nappe sus-jacente, comme nous l'avons vu, et qui, localement, s'exagère en un chevauchement. Elle est longée sur presque toute sa longueur par le canal de Pierrefeu. Nous pouvons donc l'appeler « l'écaille intermédiaire de Pierrefeu », donnant la falaise de ce nom, au-dessus du lieu dit le Crest.

Le tronçon E de cette écaille était considéré jusqu'à présent comme le prolongement de la Crête du Bouchet, car vu du fond de la vallée, il apparaît dans son prolongement immédiat. En réalité, le Houiller de base de la Crête de Bouchet s'élève rapidement et s'insinue bientôt dans le petit col séparant la falaise de Pierrefeu de celle du Bouchet, pour passer au-dessus de la première. Localement, le Permien et les quartzites qui l'accompagnent sont laminés si bien que, de loin,

l'accident est pratiquement impossible à soupçonner. Au petit col même, le Houiller est masqué par les éboulis. Il est probable qu'il y est complètement cicatrisé sur quelques dizaines de mètres : il y a là en effet étirement local d'un axe anticlinal que dessine la nappe. En tout cas, lorsqu'on le retrouve au-dessus de la falaise de Pierrefeu, son épaisseur est réduite à quelques décimètres et va se poursuivre ainsi, presque jusqu'aux chalets inférieurs de Tramouillon ;

3) le lambeau de Trias calcaire affleurant au-dessus des chalets inférieurs de Tramouillon ;

4) le gros paquet d'esquilles du col des Rouillons, sous le sommet de Gaulent, où apparaissent des copeaux de quartzites, calcaire triasique, Dogger, Malm, marbres en plaquettes et Flysch, extraordinairement broyés et intriqués les uns dans les autres.

Il est important de remarquer que dans tous ces chevauchements (celui de Gaulent mis à part), c'est le Houiller qui constitue le matériel souple et ductile au niveau duquel se sont produits les décollements. Aussi ce terme se trouve-t-il souvent laminé et aminci. Par exemple, un peu en aval des chalets de Tramouillon, la rive gauche du torrent est dominée par une falaise de calcaire triasique dépendant de l'écaille de Pierrefeu. La nappe de Champcella qui chevauche cette écaille (voir coupe 2) le fait par l'intermédiaire d'une couche de Houiller si laminée qu'elle est réduite à quelques centimètres, ailleurs quelques décimètres (son épaisseur a donc été très fortement exagérée sur la coupe 2), mais elle se montre d'une continuité absolue, déterminant entre la falaise de calcaire triasique qu'elle surmonte et celle du Verrucano et des quartzites qui lui est superposée, une curieuse vire de près de 300 m de long, qui suit régulièrement toutes les ondulations de la nappe. Naturellement, les schistes houillers y sont très écrasés, souvent froissés et orientés dans tous les sens, pouvant ainsi apparaître discordants sous le Verrucano qui les surmonte. Par contre, dès que la série houillère n'est plus laminée, il semble partout y avoir concordance entre Houiller et Permien qui sont associés de façon remarquablement homogène dans tous ces accidents.

Cette coupe de la rive gauche du torrent de Tramouillon apparaît ainsi fondamentale dans l'étude du massif de Gaulent et nous permet d'en entrevoir, au moins schématiquement, la genèse. En somme, lors de l'écoulement de la nappe de Champcella et sous l'entraînement probable d'unités supérieures aujourd'hui disparues, des froncements du dos de la nappe dans sa région frontale ont été exagérés en replis qui se sont bientôt séparés de leurs racines et se sont accumulés en avant de la nappe

proprement dite. Tels sont les deux replis de Gaulent et de Tramouillon.

Dans le même temps, des écailles se trouvaient arrachées aux deux nappes entre lesquelles certaines restaient coincées mais dont le plus grand nombre était poussé au front de la coulée et s'accumulait devant elle.

Enfin, mais peut-être dans une phase tectonique postérieure, des cassures transversales ont affecté les éléments superposés tandis que, localement, des mouvements horizontaux se faisaient encore sentir (chevauchement de Clot la Selle).

Observations de M. **Lemoine** : Le décollement de la couverture (Virglorien à Nummulitique) sur un « substratum » lithologiquement différent (Paléozoïque et Werfénien) est presque une règle dans le Briançonnais. Le plus souvent, ce décollement s'est fait au niveau du Werfénien supérieur gypsifère. Dans la coupe très suggestive de M. Debelmas, il semble s'agir aussi d'une série décollée par rapport à un substratum qui serait resté en arrière. Chose étonnante, ce décollement ne se serait pas fait suivant le Trias gypsifère, mais plus bas, dans la partie supérieure du Houiller, un peu en dessous du Verrucano. Il y a là un cas anormal par rapport à ce qui se passe au N (environs de Briançon) et au S (nappe supérieure du Guil). Ces circonstances pourraient-elles s'expliquer par une absence de gypses dans la région envisagée ? Ce serait un niveau schisteux dans la partie supérieure du Houiller qui aurait permis le jeu disharmonique entre les séries supérieure (couverture) et inférieure (« substratum »). Un tel décollement peut s'accompagner, comme le fait remarquer M. Debelmas, de froissements et de rebroussements du Houiller sous le Verrucano ; ainsi pourrait s'expliquer la discordance locale entre ces deux terrains observée par MM. Feys et Greber non loin de là, dans le ravin de Queyrières[1].

1. Feys et Greber. *C. R. somm. S. G. F.*, 1949, p. 32.

Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaille

par **M. Lemoine** [1].

Sommaire. — La « zone du Gondran », distincte, par ses faciès et sa stratigraphie post-triasique, de la zone briançonnaise, correspond, à la latitude de Briançon, à une unité tectonique intermédiaire entre Briançonnais et Schistes lustrés. La série anté-triasique y comprend, comme pour la « quatrième écaille » de Termier, des schistes cristallins et du Verrucano ; le Houiller y est absent, alors qu'il est très épais et constant dans la zone du Briançonnais. Suivant l'hypothèse proposée par l'auteur, la quatrième écaille représenterait un témoin avancé de cette unité intermédiaire, dont le charriage sur le Briançonnais est antérieur à la formation de « l'éventail briançonnais ».

Introduction.

On sait que la « quatrième écaille » de P. Termier est un lambeau de schistes cristallins affleurant, au NW de Briançon, en pleine zone briançonnaise non métamorphique. Il y a là, en réalité, plusieurs affleurements découpés par l'érosion (Eychauda, Serre Chevalier, Prorel). Ces roches ont été interprétées de diverses façons quant à leur âge et quant à leur position tectonique.

Déjà, sur la carte géologique de la France de Dufrénoy et Élie de Beaumont [1848], les affleurements de l'Eychauda et de Serre Chevalier, minuscules à l'échelle de cette carte, sont figurés avec une précision remarquable, avec la même couleur que les « terrains primitifs » qui constituent, un peu plus à l'W, le massif de l'Oisans. Ch. Lory porte aussi ces affleurements sur la carte géologique du Briançonnais qui accompagne son mémoire fondamental où il les mentionne en quelques mots [1860-64, p. 550]. Il en fait des « terrains cristallins, dits primitifs » comme ceux de l'Oisans, et interprète leur position anormale par des failles.

C'est Termier qui le premier les étudia en détail, dans son mémoire [1903] sur les « Montagnes entre Briançon et Vallouise » (chaîne de Montbrison et massif Prorel — Serre Chevalier). Pour lui, ces schistes cristallins sont des « schistes lustrés » mésozoïques accompagnés de roches vertes et métamorphisés par celles-ci (p. 72). Il les voit reposant en contact anormal sur la zone briançonnaise elle-même débitée en écailles (première, deuxième, troisième écailles), et représentant un témoin avancé d'une vaste « nappe des schistes lustrés »

1. Note présentée à la séance du 5 mars 1951.

venue de l'E. Il interprétait de la même manière des lambeaux de roches analogues que l'on voit affleurer çà et là, à l'E de Briançon, au milieu des terrains briançonnais : ce sont les célèbres « lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés » [1930].

Plus récemment, M. Gignoux [1936] a proposé une autre interprétation de la quatrième écaille : il pourrait s'agir d'une écaille anticlinale de Cristallin ancien, issue du tréfonds du Briançonnais externe, donc enracinée presque sur place. Elle ne reposerait pas alors sur la troisième écaille briançonnaise, mais serait coincée entre la deuxième et la troisième écaille.

Enfin, en 1939, J. Goguel [1939, 1940], reprenant l'étude des montagnes entre Briançon et Vallouise, se ralliait presque entièrement, en ce qui concerne la position tectonique de la quatrième écaille, à l'interprétation de Termier. Et il concluait en disant : « Nous n'avons pas étudié les zones plus internes, d'où doit provenir cette unité, et c'est de là seulement que l'on peut attendre des lumières nouvelles » [Goguel, 1940, p. 199].

Ayant entrepris l'étude cartographique détaillée des chaînes de la partie E du Briançonnais [1], en bordure des schistes lustrés piémontais, j'ai pu mettre en évidence quelques faits nouveaux d'ordre stratigraphique et tectonique. Certains de ces résultats, qui sont brièvement exposés ci-dessous, permettront peut-être de voir le problème de la quatrième écaille sous un jour nouveau.

I. — Zones de faciès dans la série anté-triasique.

A la latitude de Briançon, la série anté-triasique présente deux types de faciès, affleurant, dans des conditions tectoniques différentes, dans trois régions distinctes :

— La *zone houillère briançonnaise.*

— Les *écailles orientales* de terrains anté-triasiques, qui règnent principalement dans la région de Montgenèvre (l'Alpet, Rio Secco, Chaberton, etc.) et dans son prolongement S (col du Tronchet au SE du col d'Izoard). Elles correspondent à certains des « lambeaux avant-coureurs » de Termier [2].

1. J'appellerai *Briançonnais* la région géographique constituée par les montagnes situées entre l'Oisans à l'W et les schistes lustrés piémontais à l'E ; et *zone du Briançonnais* ou *zone briançonnaise* l'unité tectonique et stratigraphique définie par ses faciès caractéristiques (Trias à Diplopores de la « province briançonnaise », Dogger dit « à *Mytilus* », marbre de Guillestre, « marbres en plaquettes » crétacés, etc.), telle que la conçoivent M. Gignoux et L. Moret. Les montagnes du Briançonnais comprennent ainsi plusieurs zones de faciès qui sont, d'W en E, à la latitude de Briançon, la zone subbriançonnaise, la zone briançonnaise et la zone du Gondran.

2. Par la nature lithologique et l'âge des terrains qui les constituent, on doit distinguer, parmi ces « lambeaux avant-coureurs » : a) ceux faits de vrais schistes lustrés à roches vertes (Cervières) ; *b*) ceux d'âge paléozoïque, dont il est question ici.

— Les lambeaux exotiques de Prorel, de Serre Chevalier et de l'Eychauda (*quatrième écaille*) où le Paléozoïque montre des faciès analogues à ceux des écailles orientales.

A. — *Premier type de faciès : zone houillère briançonnaise.* Dans la zone houillère, la série stratigraphique, connue depuis longtemps, comporte, de haut en bas :

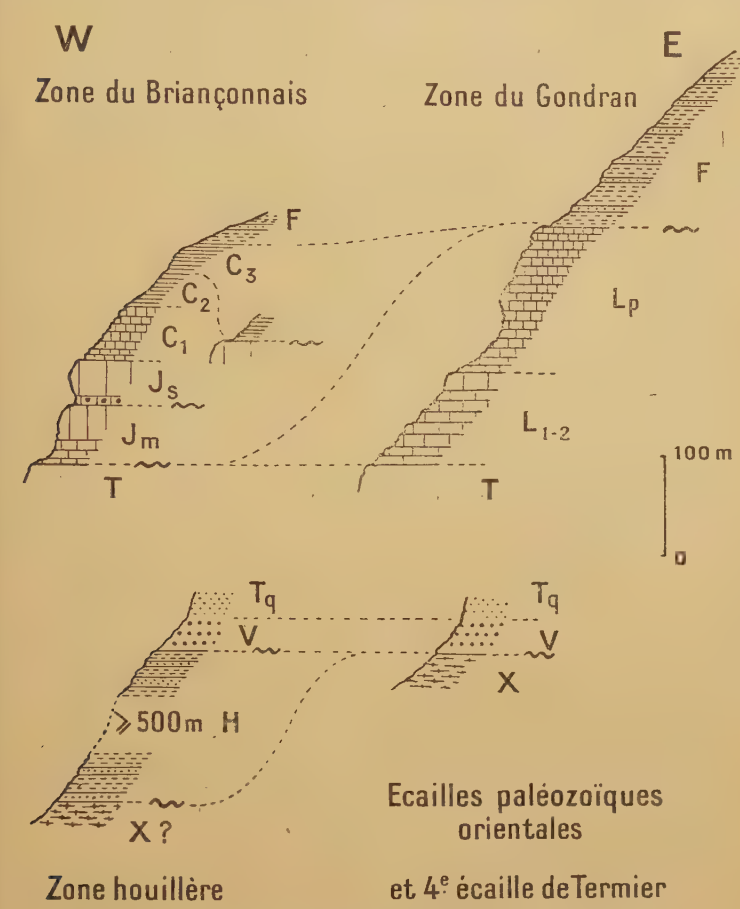


Fig. 1. — Schéma des séries stratigraphiques anté et post-triasique entre Briançon et les schistes lustrés piémontais.

X : Cristallin anté-houiller ; H : Houiller ; V : Verrucano (Permien ?) ; Tq : quartzites werféniens ; T : Trias calcaréo-dolomitique ; L^{1-2} : Rhétien Hettangien ; Lp : Lias moyen et supérieur « prépiémontais » ; Jm : Dogger « à *Mytilus* » ; Js : Malm (avec marbre de Guillestre à la base) ; C_1 : Calcaires à zones siliceuses (Néocomien) ; C_2 : calcschistes gris (Crétacé moyen ?) : C_3 : Turonien — Sénonien ; F : Flysch (éocène ?).

Trait ondulé : lacunes sédimentaires et transgressions.

a) *Houiller* : Conglomérats, grès et schistes, avec anthracite, d'âge *westphalien* [Corsin, 1940]. On y connaît de nombreux filons-couches de roches intrusives (microdiorites, microgranites, etc.). L'épaisseur connue de cette série est très grande (au moins 500 m ; peut-être 1.000 entre Briançon et Notre-Dame des Neiges, s'il n'y a pas de replis). On n'en connaît ni la partie inférieure, ni, à Briançon, les terrains sous-jacents. Plus au S, près de Montdauphin, ces terrains sont peut-être représentés par l'écaille anticlinale très laminée du *Plan de Phazy*, où Termier a reconnu une roche voisine du granite du Pelvoux [Kilian et Termier, 1898].

b) *Verrucano* : Le Westphalien noir ou gris est recouvert, avec lacune du Stéphanien à Briançon [Feys et Greber, 1950], par quelques dizaines de mètres de grès et conglomérats bigarrés, de faciès dit « Verrucano » attribués au Permien. Ce Verrucano passe vers le haut, généralement sans limite nette, aux quartzites werféniens.

Ainsi, dans la zone houillère briançonnaise, il existe, entre le Cristallin ancien et le Verrucano, une grande épaisseur de Houiller à anthracite, peu ou pas métamorphique.

B — *Deuxième type de faciès : 1° Écailles orientales.* Çà et là, à l'E de Briançon, affleurent, au milieu des terrains secondaires, des lambeaux de schistes cristallins, que Termier rattachait à sa nappe des schistes lustrés. Il leur attribuait un âge mésozoïque : interprétation exprimée par la carte géologique au 80.000ᵉ [1933], où ces lambeaux sont, comme la quatrième écaille, accompagnés de la notation « et θ » : roches vertes et schistes lustrés (Trias à Nummulitique) métamorphisés par celles-ci.

Mais, M. Gignoux et L. Moret [1937, note infrap., p. 104] faisaient remarquer que ces lambeaux sont « bien souvent associés à des lames de Verrucano et de quartzites ; *et ils représenteraient alors des témoins d'un tréfonds où, dans cette zone bien plus interne, le Cristallin ne serait plus séparé du Trias par la puissante épaisseur du Houiller à anthracite de la zone briançonnaise axiale* » [1].

De son coté, Franchi [carte, 1914] attribuait au Permien à « faciès cristallin » les schistes cristallins qui affleurent dans le fond du Rio Secco et au Chaberton. Pussenot [1930] était du même avis (il semblait toutefois nier la nature métamorphique de ces roches).

Mes recherches dans le Briançonnais oriental m'ont conduit à la conviction que ces schistes cristallins sont bien anté-triasiques. En premier lieu, on observe presque toujours, comme l'avaient

1. C'est moi qui souligne.

fait remarquer M. Gignoux et L. Moret, leur *association* au Verrucano et aux quartzites triasiques. Mais il y a plus : quand les laminages et les dislocations n'ont pas été trop importants, on peut observer la *succession* suivante, qui est très certainement stratigraphique :

a) *Schistes cristallins* : Chloritoschistes ; micaschistes et gneiss à chlorite et muscovite, avec grenats, parfois biotite ou hornblende ; prasinites, amphibolites. Ce sont les chloritoschistes et les micaschistes qui prédominent. Des marbres et calcschistes à séricite y sont parfois associés, peut être tectoniquement. Par sa position et son faciès, cette série peut être interprétée comme un Cristallophyllien ancien, probablement anté-houiller, étant donné la nature et l'intensité de son métamorphisme. Elle peut comprendre du Permien, sans que la distinction puisse être faite dans l'état actuel de nos connaissances. Mais on n'y trouve rien qui puisse rappeler le Houiller briançonnais métamorphique ou non.

b) *Verrucano* : Grès bariolés typiques, avec quelques bancs ou lentilles de calcaires interstratifiés (ces calcaires contiennent les mêmes grains de quartz rose que les grès encaissants).

c) *Werfénien* : quartzites blancs.

Ainsi, dans ces écailles orientales, laminées et discontinues, les schistes cristallins sont anciens, antérieurs en tout cas au Verrucano. Leur position originelle correspond à une région étrangère au bassin houiller briançonnais, où la sédimentation n'aurait repris qu'au Permien.

2° *Quatrième écaille.* Tant au point de vue du *faciès* des schistes cristallins qu'à celui de la *succession stratigraphique* des terrains anté-triasiques, il y a une grande analogie entre la quatrième écaille et les écailles paléozoïques orientales dont il vient d'être question.

Les schistes cristallins de Serre Chevalier, si minutieusement décrits par Termier [1903], comprennent la même série de roches que dans les écailles orientales : micaschistes à chlorite, séricite, muscovite (c'est aussi le type dominant) ; micaschistes feldspathiques ; gneiss ; amphibolites ; prasinites. La biotite y est fréquente. On y connaît aussi un gneiss porphyroïde à orthose, que Termier rapprochait de roches analogues du massif du Grand Paradis [1].

1. Mais [Termier, 1903, p. 68], admettant l'âge mésozoïque de ce gneiss porphyroïde comme pour le reste des schistes cristallins de Serre Chevalier, il imaginait que son état actuel était dû au métamorphisme de contact des roches vertes (amphibolites, prasinites) avoisinantes. Un métamorphisme de cette nature et de cette intensité ne semble pas avoir été décrit au contact des roches vertes des schistes lustrés piémontais.

*

Les terrains qui reposent stratigraphiquement sur ces schistes cristallins peuvent s'observer au col (cote 2407, 6 du plan directeur au 20.000e, feuille Briançon n° 6), immédiatement à l'W du sommet du Prorel. Là, aux micaschistes, qui plongent vers l'E, succèdent quelques mètres de grès du Verrucano, puis, après un peu d'éboulis, des calcaires triasiques[1], et enfin la brèche du Prorel, formant le sommet du même nom (fig. 2).

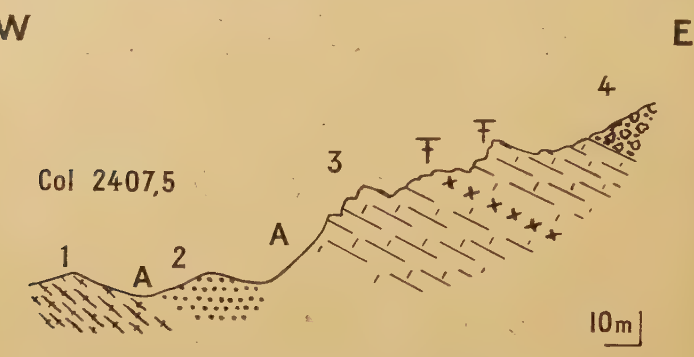


Fig. 2. — La série du col 2407,5 à l'W du Prorel.

1 : schistes cristallins ; 2 : grès du Verrucano ; 3 : calcaires anisiens, avec deux niveaux fossilifères, l'un à Diplopores (croix), l'autre à Brachiopodes ; 4 : Brèche du Prorel (Lias) ; A : éboulis.

Cette série du Prorel est considérée par J. Goguel [1940] comme reposant sur les schistes cristallins de la quatrième écaille. Je me range entièrement à ce point de vue, et je considère cette série comme représentant la couverture stratigraphique normale[2] de ces schistes cristallins.

Cette brèche du Prorel permet d'ailleurs de reconstituer, indirectement, la série stratigraphique de la quatrième écaille. Les éléments qui y sont remaniés sont : schistes cristallins (les mêmes qu'à Serre Chevalier) ; Verrucano ; quartzites, enfin calcaires et dolomies triasiques. Aucun galet de Houiller n'y a jamais été signalé à ma connaissance, et je n'en ai pas rencontré. Ainsi, *la brèche du Prorel, lié à la quatrième écaille, a été édifiée aux dépens d'une série où le Houiller manquait*[3].

1. J. Goguel et E. Raguin avaient observé, dans ces calcaires, des sections de Brachiopodes. J'y ai retrouvé, en compagnie de F. Ellenberger, puis de J. Ricour, deux niveaux fossilifères : l'un à Brachiopodes silicifiés (*Spirigera trigonella*, etc.). l'autre à Diplopores, avec notamment *Physoporella praealpina* Pia, espèce d'âge virglorien, connue jusqu'ici seulement dans la « province briançonnaise » de F. Ellenberger (Briançonnais, Vanoise, Préalpes médianes).

2. Ou mieux « pseudo-normale » (voir plus loin, p. 202).

3. R. Feys, Ingénieur-Géologue au B. R. G. G., a observé, en ma compagnie, un galet de Verrucano inclus dans cette brèche, contenant des débris de schistes

La même remarque peut être faite à propos des conglomérats tertiaires[1] de l'Eychauda, eux aussi liés à la quatrième écaille : d'après les descriptions de Termier, ils contiennent des éléments de Cristallin du type Serre Chevalier (qui sont de beaucoup les plus abondants), de Verrucano, de quartzites et de diverses roches triasiques, jurassiques et crétacées à faciès briançonnais.

Ajoutons à ce qui précède que Termier avait noté sur sa carte [1903 ; carte, 1933], au SE de Serre Chevalier, un affleurement de Houiller en rapport avec les schistes cristallins. Je n'ai pu le retrouver. Par contre, à l'endroit indiqué, on trouve, épars dans l'herbe, des blocs de Houiller d'origine incontestablement glaciaire.

II. — Zones de faciès dans la série post-triasique a l'E de Briançon.

Au Trias, l'opposition de faciès entre la zone briançonnaise proprement dite et les régions plus orientales semble s'effacer, ou tout au moins s'atténuer. Partout, entre le bord W du Briançonnais et les schistes lustrés piémontais, règnent, au Werfénien des quartzites blancs suivis de schistes et cargneules, au Virglorien et au Ladinien des calcaires et dolomies à Diplopores, avec des espèces particulières caractérisant une « province briançonnaise » (F. Ellenberger).

Mais, dès la fin du Trias, et jusqu'au Nummulitique, deux zones de faciès s'individualisent à nouveau entre Briançon et le bord des schistes lustrés piémontais [Lemoine, 1951]. Ce sont, d'W en E :

a) La *zone briançonnaise orientale*, continuant les faciès de la zone briançonnaise axiale, avec cette différence, toutefois, que le Crétacé inférieur y est souvent bien développé. Mais je n'y connais pas de Lias : partout, le Bathonien y est transgressif sur le Trias, probablement après une émersion.

b) La *zone du Gondran* [Lemoine 1951], où, brusquement, les étages et les faciès qui caractérisent la zone du Briançonnais (Dogger néritique, marbre de Guillestre, « marbres en plaquettes » crétacés) ont disparu. On y voit, en continuité sur le Trias, un Lias épais (200 m) de type « prépiémontais » [F. Ellenberger, 1950 *a*]. Le Flysch (Flysch du Gondran, épais de 200 m au moins, d'âge probablement crétacé

noirs probablement houillers [Feys et Greber, 1950]. Cette découverte semble indiquer que le lieu de dépôt de ce Verrucano transgressif sur les schistes cristallins de la quatrième écaille n'était pas très éloigné du bord du bassin houiller briançonnais ou d'un bassin analogue.

1. Termier les avait considérés d'abord [1903] comme des conglomérats d'origine sédimentaire, puis [1920, 1930] comme des mylonites. Mais, pour J. Goguel [1940], leur nature sédimentaire ne fait pas de doute. Ils sont postérieurs au Crétacé supérieur, contenant des éléments, d'ailleurs rares, de « marbres en plaquettes » à Rosalines [Moret et Blanchet, 1924, p. 319 et pl. XII, fig. 2].

supérieur ou éocène) fait suite directement au Lias : il y a lacune de tout le Jurassique moyen et supérieur et d'une partie au moins du Crétacé.

On ne connaît pas, à la latitude de Briançon, de transition d'une de ces zones à l'autre : On est ainsi amené à distinguer une « nappe » ou « écaille du Gondran », unité tectonique intermédiaire entre la zone du Briançonnais et les schistes lustrés. Son contact avec les éléments tectoniques à faciès briançonnais est jalonné par des cargneules ou des copeaux de schistes cristallins anciens, de Verrucano et de quartzites.

III. — Considérations tectoniques.

A. — *La zone houillère et sa couverture à faciès briançonnais.* — Un fait s'impose au premier abord, dans le Briançonnais comme dans beaucoup d'autres régions (notamment dans la Vanoise [Ellenberger, 1950 *b*]) : C'est l'indépendance tectonique d'un *substratum* [1] à matériel essentiellement siliceux (Cristallin ancien, Houiller, Verrucano, quartzites werféniens) et de sa *couverture* secondaire et tertiaire (Virglorien à Nummulitique). Ce fait général tient, d'une part à la différence de composition lithologique de ces deux ensembles, et de l'autre à ce qu'ils sont séparés par un niveau gypsifère (Werfénien supérieur) plastique, permettant le décollement de la couverture et son jeu disharmonique par rapport au substratum.

J. Goguel [1940] a insisté sur l'importance de cette disharmonie dans la tectonique de la chaîne de Montbrison. Tandis que la masse même de la zone houillère a, tout en se plissant, joué pratiquement d'un seul bloc, sa couverture, décollée et poussée vers l'W, est venue former l'empilement d'écailles briançonnaises (première à troisième écailles) des montagnes entre Briançon et Vallouise. Ces écailles ont d'ailleurs parfois entraîné à leur base des copeaux arrachés à leur substratum houiller.

A l'E de Briançon, si l'allure générale de la tectonique est différente, la couverture, correspondant à la zone briançonnaise orientale, s'est aussi décollée : il s'est ainsi formé un empilement d'écailles et replis, actuellement couchés vers l'E (et sur lesquels le bord E de la zone houillère est renversé), où l'on ne connaît que des terrains postérieurs aux quartzites werféniens.

1. Ce terme est pris ici en l'opposant à sa « couverture » : c'est la grande masse homogène du Paléozoïque (Werfénien inférieur compris), qu'elle soit ou non charriée en bloc.

B. — *Les écailles paléozoïques orientales et la zone du Gondran.* — A l'E des replis et écailles de la zone briançonnaise orientale, et avant d'arriver aux schistes lustrés, se place l'unité tectonique intermédiaire correspondant à la zone du Gondran. Celle-ci constitue, du N au S, les montagnes au N de Montgenèvre (Chaberton, Alpet, etc.), le Gondran, et la chaîne de Rochebrune. En gros, son ossature comprend une grande masse de Trias calcaréo-dolomitique, surmontée de sa couverture de Lias et Flysch.

Un fait s'impose sur le terrain ou à la lecture de la carte géologique : les écailles paléozoïques orientales sont liées à l'écaille du Gondran. La plupart sont, à vrai dire, des copeaux laminés et discontinus affleurant dans des conditions tectoniques complexes. Elles semblent toutefois se placer à la base du Trias de l'écaille du Gondran à matériel mésozoïque. Le lambeau de schistes cristallins du Chaberton, en particulier, se trouve au

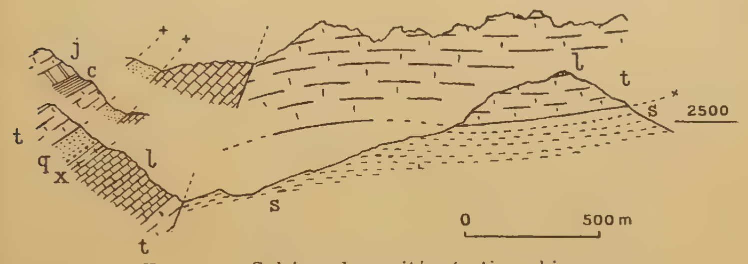


Fig. 3. — Schéma des unités stratigraphiques dans la région du col du Tronchet, au SE du col d'Izoard.

On rencontre successivement, d'W en E et de haut en bas : A : Zone briançonnaise (*t* : Trias calc.-Dol., J : Dogger et Malm, *c* : Crétacé sup. et Flysch); B : Écaille du col du Tronchet (*x* : schistes cristallins, *q* : Verrucano et quarzites) ; C : Zone du Gondran (*t* : Trias, *l* : Rhétien et Lias prépiémontais) ; D : Schistes lustrés (*s*).

cœur d'une charnière anticlinale de dolomies triasiques déversée vers l'E [S. Franchi, 1929, coupe, pl. VI, fig. 1].

Quant à l'écaille du col du Tronchet (SE du col d'Izoard), où la succession schistes cristallins — Verrucano — quartzites est particulièrement nette, elle se place dans le contact entre les éléments tectoniques à faciès briançonnais (crête de Cote Belle) et l'écaille du Gondran (fig. 3). Ici, tout est d'ailleurs déversé vers l'E : l'écaille du Gondran (qui forme la chaîne de Roche-

brune) en particulier, chevauche largement les schistes lustrés (fig. 3). Un peu plus au N, près de Cervières, ces derniers réapparaissent en fenêtre sous le Trias de la chaîne de Rochebrune [1].

C. — *Le problème de la quatrième écaille.* — A la lumière de ce qui vient d'être exposé, le problème de la position tectonique et de l'origine de la quatrième écaille peut être envisagé sous deux aspects différents, qui se complètent :

1° *Aspect pétrographique et stratigraphique* : Comme nous l'avons vu, la quatrième écaille ne peut provenir que d'une zone où le Houiller ne s'est pas déposé, ou, tout au moins, où il a été entièrement érodé avant le dépôt du Permien.

Or, partout dans la zone houillère briançonnaise, on trouve, sous le Verrucano, du Houiller, toujours très épais quand il n'a pas été laminé. Il y en a encore à la base des unités briançonnaises les plus externes, charriées sur la zone subbriançonnaise. Telle est, par exemple, la lame de Houiller du ravin de Fréjus (NW de Serre Chevalier), située à la base de l'écaille briançonnaise externe de la tête du Grand Pré, et reposant sur les marbres en plaquettes subbriançonnais de la Cucumelle. Ainsi, tout autour de Briançon, au N, à l'W et au S, nulle part dans la zone houillère on ne voit d'indice permettant de soupçonner une disparition stratigraphique du Houiller entre le Cristallin (qui n'affleure pas) et le Verrucano.

Le seul examen des données pétrographiques et stratigraphiques conduit donc à rapprocher la quatrième écaille des écailles paléozoïques orientales, à l'opposer, par contre, à la zone houillère, à laquelle, à première vue, elle ne peut se rattacher.

2° *Aspect géométrique* : Des travaux de Termier et de ceux de J. Goguel, il ressort que, sur presque tout le pourtour des massifs de l'Eychauda et de Serre Chevalier, la quatrième écaille repose, presque horizontalement, sur du Flysch ou des copeaux mésozoïques appartenant à la troisième écaille briançonnaise. Vers l'W, la troisième et la deuxième écailles se laminent, et les schistes cristallins viennent reposer localement jusque sur la zone subbriançonnaise (environs du col de Méa).

Il est toutefois deux points pour lesquels la superposition de la quatrième écaille à la troisième n'est pas aussi manifeste :

a) Les schistes cristallins affleurent au pied NNE du Rocher

1. Ce fait a été autrefois mis en évidence par PUSSENOT [1930]. Ces schistes lustrés de la « fenêtre de Cervières » constituent un autre des « lambeaux avant-coureurs » de Termier. Mais l'interprétation tectonique de Pussenot, qui est, à peu de chose près, celle de l'auteur, est radicalement différente de celle de Termier.

Blanc (sommet situé au SE de Serre Chevalier) formé de matériel mésozoïque appartenant à la troisième écaille. L'on pourrait penser que, là tout au moins, ces schistes passent dessous. Mais, dans l'autre versant du Rocher Blanc, à la base de sa série mésozoïque, on retrouve des quartzites, du Verrucano *et du Houiller* en continuité avec celui de la zone houillère de Briançon. On est donc conduit à admettre, comme l'a fait J. Goguel [1940, p. 199 et fig. 8], que, dans ce cas particulier, cette disposition est due à une faille qui a abaissé les schistes cristallins du compartiment NE. La position du lambeau de micaschistes du col 2407,6 à l'W du Prorel semble s'expliquer de la même manière.

b) Dans le versant NE de Serre Chevalier, le développement de la végétation rend les observations difficiles. Là, près de la cote 1912 de la carte au 80.000^{e} (cote 1907 du plan directeur au 20.000^{e} ; emplacement de la station intermédiaire du téléphérique de Serre Chevalier, au lieu dit « Serre Ratier »), Termier, dans la coupe IV de la planche annexée à son mémoire [1903], représente les schistes cristallins comme pincés dans un repli secondaire (« synclinal de nappe ») de la troisième écaille, déversé vers l'W. M. Gignoux [1936] a fait remarquer qu'il pourrait très bien s'agir là d'un enracinement sur place de la quatrième écaille. Indépendamment du fait, sur lequel j'ai déjà insisté, que cet enracinement se ferait là en pleine zone houillère, là où précisément le Houiller a une très grande épaisseur, un lever au 20.000^{e} dans ce secteur ne m'a pas conduit, sur ce point de détail, aux mêmes conclusions que Termier, qui semble avoir considéré comme de l'affleureurement en place la grande masse d'éboulis, plus ou moins glissés, de schistes cristallins, descendant jusqu'au voisinage de Serre Ratier. Partout, dans ce versant NE de Serre Chevalier, les schistes cristallins reposent presque horizontalement sur une couverture à faciès briançonnais, écaillée et laminée, reposant elle-même, horizontalement ou avec faible pendage E, sur la masse principale du Houiller. Rien ne permet là, du seul point de vue géométrique, de voir un enracinement sur place des schistes cristallins.

Conclusions.

Les schistes cristallins qui affleurent à l'E de Briançon, dans ces écailles orientales dont Termier faisait ses « lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés », sont d'âge paléozoïque, antérieurs en tout cas au Verrucano. Ils correspondent

à une zone où il n'y a pas de Houiller entre le Cristallophyllien ancien et le Permien. Il y avait, à leur emplacement originel, une terre émergée à l'époque westphalienne, vraisemblablement sur la bordure E du bassin houiller briançonnais, plus tard incorporée à l'aire de sédimentation du Permien. Tectoniquement, ces écailles sont liées, ou subordonnées, à l'écaille du Gondran à matériel mésozoïque.

Les schistes cristallins de la quatrième écaille sont eux aussi d'âge paléozoïque, correspondant aussi à une aire qui a échappé à la subsidence houillère, où la sédimentation n'a repris qu'au Permien. Dans l'état actuel de nos connaissances sur le Briançonnais, compte tenu de ce qui a été exposé plus haut, l'hypothèse la plus simple et la plus vraisemblable consiste à rattacher stratigraphiquement et tectoniquement cette quatrième écaille aux écailles paléozoïques orientales et à l'écaille du Gondran.

Nous avons affaire là à une « cordillère » ancienne, qui, déjà au Lias (dépôt de la brèche du Prorel), était érodée jusqu'aux terrains cristallins. J. Goguel considére d'ailleurs les brèches qui accompagnent la quatrième écaille comme « le type le plus extrême des brèches de cordillère, formées au moment où le tréfonds cristallin avait atteint le jour, et reprises presque immédiatement par le mouvement de charriage » [1940, p. 199-200].

Je crois utile de mettre l'accent sur le rôle très important de la disharmonie entre le substratum (Paléozoïque-Werfénien inférieur) et sa couverture post-werfénienne. C'est presque la règle générale dans la tectonique briançonnaise. Souvent même, quand on voit reposer la couverture en contact apparemment normal sur son substratum, l'analyse des conditions environnantes montre qu'un décollement important doit cependant être envisagé : il vaudrait mieux parler de *contact pseudo-normal*. Ainsi, par exemple, se présente la série triasique, jurassique, crétacée et tertiaire de Notre-Dame des Neiges (W de Briançon), qui supporte le lambeau charrié du Prorel, et repose, par l'intermédiaire de quartzites et de Verrucano, sur le Houiller de Briançon : elle se relie vers l'W, en continuité, à la troisième écaille, dont le décollement par rapport à la zone houillère et le charriage sur la deuxième écaille sont manifestes.

Les écailles de la couverture, traînées sur le substratum siliceux[1], peuvent, occasionnellement, entraîner à leur base des copeaux arrachés à ce substratum, qui forment une sorte de

1. Je ne fais aucune hypothèse sur le moteur qui a pu occasionner le décollement et le traînage de la couverture sur son substratum siliceux (« traîneau écraseur », poussée tangentielle, « succions », gravité, etc.).

« semelle » à la base des écailles en mouvement. Tels sont les copeaux de Houiller et de quartzites que l'on trouve fréquemment à la base des écailles briançonnaises externes (Tête du Grand Pré, Grand Galibier, etc.), charriées sur la zone subbriançonnaise. J'interprète de la même manière les écailles paléozoiques orientales, entraînées à la base d'une « écaille du Gondran » charriée vers l'W sur la zone briançonnaise. Ce seraient des copeaux arrachés à un substratum probablement enfoui actuellement en profondeur, sous la région de Montgenèvre même, ou plus à l'E, dans la vaste région des schistes lustrés piémontais et des massifs paléozoïques internes (Ambin, Grand Paradis, Dora Maira). L'entraînement, probablement assez localisé [1], de ces copeaux, est peut-être en liaison avec l'existence d'une cordillère ancienne, très tôt érodée jusqu'aux terrains paléozoïques [2].

Dans l'hypothèse que j'avance ici, la quatrième écaille représenterait l'avancée extrême actuellement observable de l'ensemble, écaille du Gondran — écailles paléozoïques orientales, charrié vers l'W.

Elle se trouve posée sur les écailles de la partie W de l'« éventail briançonnais », tandis que la zone du Gondran et les écailles paléozoïques orientales se trouvent au contraire à l'E de la partie orientale de cet éventail. Force nous est donc, dans l'hypothèse envisagée, d'admettre, avec les anciens auteurs, que le renversement vers l'E des éléments orientaux du Briançonnais s'est fait postérieurement à une phase de mouvements tangentiels (charriage de la zone briançonnaise sur la zone subbriançonnaise et mise en place de la quatrième écaille) [3]. Le renversement de l'écaille du Gondran sur les schistes lustrés (fig. 3) serait de la même phase postérieure.

Sur les sujets qui ont été discutés ici, bien des problèmes restent à résoudre ou à préciser : âges des différentes phases orogéniques qui ont conduit à la structure actuellement observable ; cinématique et dynamique de ces phases ; âge du métamorphisme alpin par rapport à celles-ci. C'est ce que des recherches ultérieures sur le Briançonnais pourront peut-être élucider.

1. Les affleurements connus de ces copeaux se localisent sur un court tronçon de la chaîne, leur plus grande densité se trouvant à peu près sur la transversale Serre Chevalier-Chaberton.

2. Remarque faite par M. Gignoux [1948, p. 756].

3. J. Goguel est récemment arrivé, par d'autres voies, à une conclusion analogue. La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais. *B. S. G. F.*, (5), XX, 1950, p. 296.

OUVRAGES CITÉS DANS LE TEXTE

(1933). — Carte géologique détaillée de la France au 80.000ᵉ, feuille 189 (Briançon), 2ᵉ éd.

(1914). — Carta geologica d'Italia (100.000ᵉ), feuille 66 (Cesana Torinese).

CORSIN P. (1950). — Le Houiller de la zone du Briançonnais. *CR. Ac. Sc.*, t. 230, p. 2315.

DUFRÉNOY et ÉLIE DE BEAUMONT (1848). — Carte géologique de la France.

ELLENBERGER F. (1949). — Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise (Feuille de Moutiers et Modane au 50.000ᵉ). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLVII, nº 226, p. 83-118.

— (1950 *a*). — Subsidence et transgressions dans la Vanoise (Zone du Briançonnais au N de l'Arc). *CR. Ac. Sc.*, t. 230, p. 1409-1411.

— (1950 *b*). — Sur la succession et le style des phases tectoniques dans la Vanoise (Zone du Briançonnais entre Arc et Isère). *Ibid.*, t. 231, p. 1524-1526.

FEYS R. et Ch. GREBER (1949). — Les rapports du Permien et du Houiller au S de Briançon (Hautes-Alpes). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 32-34.

— (1950). — Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. *B. S. G. F.*, (5), XX, p. 231-237.

FRANCHI S. (1929). — Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. *Mem. desc. Carta geol. Italia*, vol. XXII.

GIGNOUX M. (1936). — Stratigraphie de la bordure W du Briançonnais entre Briançon et le Galibier ; origine de la « 4ᵉ écaille » briançonnaise. *B. S. G. F.*, (5), VI, p. 155-163.

— (1948). — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *Ibid.*, (5), XVIII, p. 739-761.

GIGNOUX M. et L. MORET (1937). — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXI.

GOGUEL J. (1939). — La zone briançonnaise sur la rive droite de la Guisanne et la quatrième écaille. *CR. Ac. Sc.*, t. 209, p. 765.

— (1940). — Tectonique de la chaîne de Montbrison. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLII, nº 203, p. 187-201.

KILIAN W. et P. TERMIER (1898). — Notes sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. *B. S. G. F.*, (3), XXVI, p. 357-363.

LEMOINE M. (1951). — Stratigraphie et tectonique des terrains post-triasiques à l'E de Briançon. *CR. Ac. Sc.*, t. 232, p. 86-88.

LORY CH. (1860-64). — Description géologique du Dauphiné. Paris et Grenoble.

MORET L. et F. BLANCHET (1924). — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des « marbres en plaquettes ». *B. S. G. F.*, (4), XXIV, p. 312-320.

PUSSENOT CH. (1930). — La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Imp. Allier, Grenoble.

TERMIER P. (1903). — Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém. explic. Carte géol. Fr.*

— (1920). — Les mylonites de la quatrième écaille briançonnaise. *CR. Ac. Sc.*, t. 171, p. 653-657.

— (1930). — Lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés, flottant sur la nappe du Briançonnais. Livre Jub., Soc. géol. Fr., t. II, p. 613-632.

Inoceramus algeriensis Heinz, une espèce mal connue d'Algérie ; avec quelques nouvelles observations sur le mode de vie des Inocérames

par **C. Voûte** [1].

Planche V *b*.

Sommaire. — L'étude d'échantillons provenant de la localité type nous a permis de donner une première description d'*Inoceramus algeriensis* Heinz, la diagnose originale de cette espèce non figurée étant insuffisante. L'association d'Huîtres à quelques-uns des échantillons amène à signaler d'autres cas d'une telle association, spécialement dans le groupe d'*I. lamarcki* Park. D'autres arguments peuvent aussi indiquer un mode de vie benthique dans des eaux peu profondes ou agitées pour les représentants de ce dernier groupe.

Nous avons trouvé dans une collection mise aimablement à notre disposition par M. le Professeur Arambourg, plusieurs échantillons d'Inocérames. Tous provenant du Campanien de Maafa (Les Tamarins, Aurès, Algérie) appartiennent à *I. algeriensis* Heinz. Cette espèce non figurée n'a été décrite par Heinz que très sommairement du Campanien des Tamarins, et nous en donnons ici la première description complète.

Inoceramus algeriensis Heinz.

Pl. V *b*, fig. 2.

?1879. *Inoceramus oblongus* White. White [1879, p. 285, pl. 2, fig. 1 a, b].
1912. *Inoceramus regularis* Perv. pars. Pervinquière [1912, p. 113, 117, 120, pl. VIII, fig. 8, 9, non pl. VIII, fig. 5-7].
1932. *Cremnoceramus* (*Rhachidoceramus*, *Oncoceramus*) *algeriensis* Heinz. Heinz [1932, p. 15, 26].
?1932. *Cremnoceramus* (*Rhachidoceramus*, *Oncoceramus*) *niger* Heinz. *Ibid.* [p. 15, 26].
?1932. *Oncoceramus niger*. Riedel [1932, pl. 8, fig. 2, sans description].
?1937. *Inoceramus oblongus*. Imlay [1937, p. 1821].
1939. *Inoceramus regularis*. Laffitte [1939, p. 250, 251].

Description. Valves plus longues que hautes, crochets presque terminaux, très peu saillants, un peu recourbés en arrière. Bord antérieur de la valve très arrondi sous le crochet, puis descendant tout droit, passant assez brusquement au bord inférieur, long et recti-

1. Note présentée à la séance du 7 mai 1951.

ligne, ainsi que le bord postérieur. Bord cardinal long et droit. Les bords antérieurs et postérieurs sont presque parallèles, mais la ligne cardinale et le bord inférieur convergent souvent plus ou moins vers l'avant, et la coquille est plus haute en arrière qu'en avant. Le contour général de la coquille, avec son allure carrée ou en forme de losange, et avec des angles arrondis, est très caractéristique. L'aile postérieuré est souvent assez grande, mais mal délimitée. Surface ligamentaire de la charnière encore inconnue, mais vraisemblablement étroite comme chez les Inocérames du groupe d'*I. regularis*. Test mince (0,5 à 1 mm). Quelques échantillons sont plats, mais la plupart des individus sont assez bombés (surtout dans la partie antérieure), et peuvent même, comme l'échantillon figuré (pl. V *b*, fig. 2), se rapprocher ainsi de la forme d'*I. balticus* J. Böhm. L'ornementation est caractéristique. Sur la partie jeune elle consiste en côtes primaires très régulières et souvent très arrondies, avec un tracé correspondant à celui du contour général, mais avec des angles souvent plus arrondis. Ces côtes primaires sont nombreuses, peu élevées, et séparées par des intervalles d'une largeur double de celles des côtes. Sur ces côtes primaires se voient de nombreuses lignes d'accroissement, se traduisant sur les moules internes par de fines côtes secondaires, dont nous trouvons 2 à 3 sur les côtes primaires et 2 à 4 dans les intervalles entre celles-ci. A un stade du développement, variable suivant les individus, cette ornementation change brusquement. Les côtes primaires disparaissent entièrement ou bien ne subsistent que quelques ondulations irrégulières, surtout marquées vers le bord antérieur. Les lignes d'accroissement restent seules mieux marquées, surtout vers les bords inférieur et antérieur, au point de donner à l'extérieur du test l'aspect d'une structure imbriquée. Sur la partie dorsale de la coquille, elles changent brusquement de direction à quelque distance de la région cardinale et vont alors en s'éloignant un peu des crochets, délimitant ainsi l'aile postérieure, et arrivent à la ligne cardinale sous un angle d'environ 60°.

Très généralement, surtout chez les formes les plus plates, la partie jeune de la coquille avec son ornementation de côtes régulières est surélevée par rapport à la partie plus lisse, et, après ce ressaut, la croissance de la coquille se continue dans la même direction qu'auparavant, contrairement à ce qu'on voit chez *I. inconstans* Woods ou *Endocostea inflexa* Beyenb.

L'espèce est souvent très légèrement inéquivalve, la valve gauche étant la plus bombée.

Environ 50 °/₀ des individus montrent le sillon oblique du « genre » *Endocosta* Whitf.

Nombre d'échantillons étudiés : 18, montrant des restes plus ou moins complets de 39 valves.

Rapports et différences. L'espèce est facile à distinguer par son contour, son ornementation et son aile, des Inocérames du

groupe d'*I. regularis* d'Orb., surtout de son représentant en Afrique du Nord, *I. regularis* d'Orb. var. *radiosa* Quaas [Voûte 1951]. Les échantillons du Campanien des Tamarins, figurés par Pervinquière [1912, pl. VIII, fig. 8, 9] et rapportés à son *I. regularis*, montrent, en réalité, tous les caractères d'*I. algeriensis* Heinz, comme une étude des originaux nous l'a confirmé. Bien que quelques variations individuelles extrêmes d'*I. cycloides* Wegner var. *siccensis* Perv. [1] ressemblent parfois à s'y tromper aux formes plates d'*I. algeriensis*, la distinction entre les deux espèces est normalement facile.

L'échantillon incomplet du *Cremnoceramus* (*Rhachidoceramus, Oncoceramus*) *niger* Heinz, figuré dans Riedel [1932, pl. 8, fig. 2], et dont Heinz ne donne d'autre diagnose que la remarque : « Les crochets de *Cremnoceramus* (*Rhachidoceramus*, *Oncoceramus*) *niger* sont plus recourbés en arrière que ceux de *Cremnoceramus* (*Rhachidoceramus*, *Oncoceramus*) *algeriensis* » [Heinz, 1932, p. 15], montre très bien la sculpture caractéristique de cette dernière espèce. Mais cette seule figure d'un fragment d'Inocérame ne permet pas de décider s'il y a ou non une différence spécifique entre les formes des Tamarins et celle du Cameroun.

Les différences ne sont pas très grandes avec *Rhachidoceramus* (*Oncoceramus*) *hispanicus* Heinz, forme d'Europe la plus proche de notre espèce, à en juger par la description de l'espèce espagnole, mais la figure de cette dernière [Heinz, 1936, pl. XIII, fig. 1] ne permet pas des comparaisons détaillées.

White [1879, pl. 285, pl. 2, fig. 1 a, b] décrit un *I. oblongus* Meek, qui ressemble beaucoup par le contour à certaines formes d'*I. algeriensis*. L'ornementation semble correspondre à un individu jeune d'*I. algeriensis* sans montrer les deux stades différents d'ornementation, ni le ressaut de la coquille que nous voyons si souvent à la limite de ces deux stades chez notre espèce. Mais les crochets sont plus pointus et encore plus terminaux que dans l'espèce algérienne, et ne semblent pas être recourbés en arrière. Bien que le niveau stratigraphique soit sensiblement le même que celui de la forme algérienne, il nous paraît imprudent de réunir ces deux formes, même en faisant d'elles des variétés différentes. Nos connaissances sur la forme américaine sont encore trop limitées, et la description bien

1. Dans une note antérieure [Voûte, 1951, p. 27] nous avons signalé la probabilité de relations étroites entre *I. cycloides* Wegner et *I. siccensis* Perv. L'étude d'un matériel abondant nous a convaincu que la forme nord-africaine est à considérer comme variété d'*I. cycloides* Wegner.

courte d'un seul échantillon incomplet par Imlay [1937, p. 1821] n'ajoute rien de nouveau.

Par contre, *I. biconstrictus* IMLAY nov. sp. [Imlay, 1937, p. 1818, pl. 7, fig. 1-3; pl. 8, fig. 4-5; pl. 9, fig. 1; pl. 10, fig. 1] se rapproche, dans ses différentes variétés, d'*I. algeriensis* et surtout d'*I. oblongus*. Les différences avec la forme algérienne sont un contour plus ovale, la présence fréquente de deux ressauts au lieu d'un et une ornementation un peu moins régulière avec une absence apparente des fines côtes secondaires.

Les ressemblances sont plus lointaines avec *Endocostea inflexa* BEYENBURG [Beyenburg, 1936, p. 295, pl. 11, fig. 1-3; pl. 12, fig. 1, 3; fig. 3, 4] et sa variété *elongata* [*loc. cit.*, p. 298, pl. 12, fig. 2].

Niveau stratigraphique. L'espèce est signalée par Heinz [1932, p. 26] et Pervinquière [1912, p. 113, 120] du Campanien des Tamarins. Laffitte [1939, p. 250, 251] considère le niveau à Inocérames des Tamarins comme Campanien inférieur — limite du Santonien. L'espèce a été trouvée dans le Campanien du Dj. Maädid. Elle s'y trouve accompagnée d'une faune campanienne, comme le prouvent *Gryphea vesicularis*, *Alectryonia nicaisei* et surtout *Hemiaster medjesensis* PÉRON et GAUTH.[1]. Cet Échinide se trouve même de préférence dans le Campanien supérieur. *I. algeriensis* atteint donc un niveau élevé du Campanien.

Localités : Aïn Touta (environs des Tamarins, Monts de l'Aurès) [Pervinquière, 1912; Heinz, 1932, p. 26; Laffitte, 1939]. Les Tamarins, environs d'El Kantara et Aïn Touta, plusieurs échantillons des collections du Laboratoire de géologie de la Sorbonne. Maâfa NW (Les Tamarins), coll. Arambourg (Lab. Paléont. Muséum Hist. Nat., Paris). Monts du Maädid, dans l'Oued er R'dir (sous le Kef el Haraba), feuille de Tocqueville au 50.000e, coll. Cruys 1947 (Lab. Géol. Univ. Utrecht).

Remarques sur le mode de vie de certains Inocérames.

Sur 3 valves droites d'*I. algeriensis* HEINZ de la collection Arambourg, se voient des traces d'Huîtres qui y vivaient fixées (pl. V *b*, fig. 2). La gangue des fossiles est un calcaire gréseux un peu glauconieux avec des fragments d'Huîtres.

On sait encore très peu de chose sur le mode de vie des Inocérames bien que nous trouvions leurs restes abondamment, surtout dans le Crétacé. Nous avons donc cherché à savoir si cette

1. Communication orale de M. H. CRUYS.

association d'Huîtres et d'Inocérames signalée chez *I. algeriensis* était un cas fortuit comme on en rencontre parmi des groupes d'Invertébrés très divers. Nous en avons trouvé plusieurs exemples dans la littérature et sur des échantillons vus par nous-même.

En fait cette association paraît s'oberver presque uniquement dans un groupe délimité, celui d'*I. lamarcki* PARK.[1] C'est chez ces formes que nous trouvons les charnières les plus fortes et les plus grandes, les tests les plus épais décrits dans le genre *Inoceramus*. Le groupe est connu du Turonien au Sénonien inférieur et semble débuter dans le Cénomanien.

Sauf une espèce du Turonien supérieur de Madagascar, tous les représentants du groupe associés à des Huîtres proviennent du Sénonien inférieur, surtout des États-Unis (Niobrara formation) mais aussi de l'archipel Misol (Indonésie) et de l'Algérie. Aux États-Unis [Conrad *in* Stanton, 1893, p. 86; Cope, 1875, p. 23, pl. 56-7; Meek, 1876, p. 13, pl. 9, fig. 1; Stanton, 1893, p. 55, pl. 2, fig. 2-4; Pike, 1947] et peut-être à Misol [Böhm, 1924, p. 88, pl. 25, fig. 6-9] les Huîtres appartiennent à l'*Ostrea congesta* CONRAD.

Il semble donc que les Inocérames du groupe d'*I. lamarcki* PARK. ont eu une vie benthique dans des conditions permettant souvent l'installation de colonies d'Huîtres sur leurs coquilles surtout au Sénonien inférieur. Cette conclusion est appuyée par le fait que nous trouvons souvent des Inocérames dans des grès, parfois même dans de véritables conglomérats. Leur gangue est souvent glauconieuse, indice d'une mer peu profonde. L'étude pétrographique de certains sédiments contenant des Inocérames a amené Carozzi [1950, p. 3] à y voir un dépôt en milieu littoral détritique agité ou à forts courants.

Le cas d'*I. algeriensis* qui n'appartient pas au groupe d'*I. lamarcki* est peut-être fortuit car on peut signaler quelques cas analogues à partir du Gault chez des espèces d'Inocérames très différentes [Heinz, 1926, p. 55; 1933, pl. 16, fig. 3; Woods, 1912, pl. 55, fig. 5, 6].

Nous avons étudié nous-même plusieurs échantillons montrant cette association avec des Huîtres. Le premier est un *I. ernsti* HEINZ de l'Angoumien sup. de la région de Tuléar (Madagascar) (coll. Mus. Paris, Mission E. Basse 1930, n° 75) (pl. V *b*, fig. 2).

1. Groupe comprenant entre autres : *I. involutus* SOW., descendant d'*I. lamarcki* (*I. grandis* et *I. eccentrica* synon.), *I. undabundus* MEEK, *I.* cf. *balticus* J. BÖHM, *I.* cf. *australis* HEINZ, *I. ernsti* HEINZ, *I. brongniarti* AIRAGHI non MANT. = ? *I. mantelli* de MERCEY.

C'est un exemplaire bivalve dont la valve gauche est incrustée de Bryozoaires et d'une colonie d'une dizaine d'Huîtres plates et assez grandes. La gangue est un grès fin, glauconieux, à fragments de coquilles.

Le second échantillon provient du Santonien inférieur de l'Algérie (coll. Drooger, Lab. Géol. Utrecht, Djebel Maädid gis. nº D 455). Sur la valve droite d'un *I. brongniarti* Airaghi non Mantell (=? *I. mantelli* de Mercey) se voient les restes d'une dizaine de petites Huîtres très plates, non identifiables. La gangue est un calcaire microbréchique.

Dans les collections de géologie de la Sorbonne se trouve un échantillon de la même espèce, assez rare en Algérie, très mal conservé, avec une grande quantité de très petites Huîtres fixées sur la valve gauche. Cet échantillon provient du Santonien de la même région.

BIBLIOGRAPHIE

Beyenburg, E. (1936). — Die Fauna der Halterner Sandfazies im westfälischen Untersenon. *Jahrb. Preuss. geol. L. A.*, Bd. 57, p. 284-332.

Böhm, J. (1924). — Ueber eine Senone Fauna von Misol. *In :* J. Wanner, Paläontologie von Timor, XIV, Lief. XXIV, Stuttgart, p. 83-103.

Carozzi, A. (1950). — Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Archives Sci.*, Genève, vol. 3, fasc. 1 et 2.

Cope, E. D. (1875). — The Vertebrata of the Cretaceous Formations of the West. *Rep. U. S. geol. Surv. Territ.*, vol. II.

Heinz, R. (1926). — Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und Tektonik der oberen Kreide Lüneburgs. *Mitt. min. geol. Staats-inst. Hamburg*, Heft VIII, p. 1-109.

— (1928). — Ueber die Oberkreide Inoceramen der Inseln Fafanlap, Jabatano und Jillu III im Misol-Archipel etc... *Ibid.*, Heft X, p. 99-110.

— (1932). — Aus der neuen Systematik der Inoceramen. *Ibid.*, Heft. XIII.

— (1933). — Inoceramen von Madagaskar und ihre Bedeutung für die Kreide Stratigraphie. *Zeitschr. deutsch. geol. Gesells.*, Bd. 85, p. 241-259.

— (1936). — Inocerámidos de Alicante, Valencia y Baleares. *Bol. Soc. Esp. Hist. nat.*, 36, p. 91-98.

Imlay, R. W. (1937). — Stratigraphy and Paleontology of the Upper Cretaceous beds along the Eastern side of Laguna de Mayran, Coahuila, Mexico. *Bull. geol. Soc. Amer.*, t. 48. p. 1785-1872.

Laffitte, R. (1939). — Étude géologique de l'Aurès, Algérie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e sér., nº 15.

Meek, F. B. (1876). — A report on the invertebrate Cretaceous and Ter-

tiary Fossils of the Upper Missouri Country. *Rep. U. S. geol. Survey Territ.*, vol. IX.

PERVINQUIÈRE, L. (1912). — Études de paléontologie tunisienne. II. Gastropodes et Lamellibranches. Carte géol. Tunisie.

PIKE, Jr., W. S. (1947). — Intertonguing marine and non marine Upper Cretaceous deposits of New Mexico, Arizona and Southwestern Colorado. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, n° 24.

RIEDEL, L. (1932). — Die Oberkreide von Mungoflusse in Kamerun und ihre Fauna. *Beiträge geol. Erforsch. deutsch. Schutzgeb.* (éd. Preuss. geol. L. A.), n° 16.

STANTON, T. W. (1893). — The Colorado Formation and its Invertebrate Fauna. *Bull. U. S. geol. Surv.*, n° 106.

STARK, J. T., J. H. JOHNSON, et autres (1949). — Geology and origin of South Park, Colorado. *Geol. Soc. Amer., Mem.* n° 33.

VOÛTE, C. (1951). — Sur la valeur stratigraphique de quelques Inocérames algériens. *B. S. G. F.* (6), I, p. 23.

WHITE, C. A. (1879). — Contributions to Paleontology. I. Cretaceous Fossils of the Western States and Territories. 11 th. *Ann. Rep. U. S. geogr. a. geol. Surv.*

WOODS, H. (1912). — Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. II, n° 9, *Paleont. Soc.*, t. LXVI.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V *b*

FIG. 1. — *Ostrea* sp. fixées sur *I. ernsti* HEINZ, valve droite, vue de l'arrière. Angoumien sup. Région de Tuléar, Madagascar. Mission E. Basse, 1930, n° 75. Dét. J. Sornay. Coll. Lab. Paléont. Muséum, Paris. Env. 1/2 grand. nat.

FIG. 2. — *Ostrea* sp. fixées sur *I. algeriensis* HEINZ, valve droite (var. voisine pour la forme générale d'*I. balticus* J. BÖHM). Campanien. Maâfa NW (Les Tamarins, Aurès, Algérie). Coll. Arambourg. Lab. Paléont. Muséum, Paris. 2/3 grand. nat.

Au cours de l'année 1951, l'auteur a trouvé de très petites Huîtres attachées sur un grand nombre de fragments d'*I. brongniarti* AIRAGHI non MANT. (= ? *I. mantelli* de MERCEY) à différents endroits du Chebka de Sellaoua (Constantine, Algérie), dans un Coniacien à faciès de mer très peu profonde. (*Note ajoutée en cours d'impression.*)

Note de C. VOÛTE

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6; t. I; pl. Ia



Note de N. PINAR

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6; t. I; pl. Ib

4

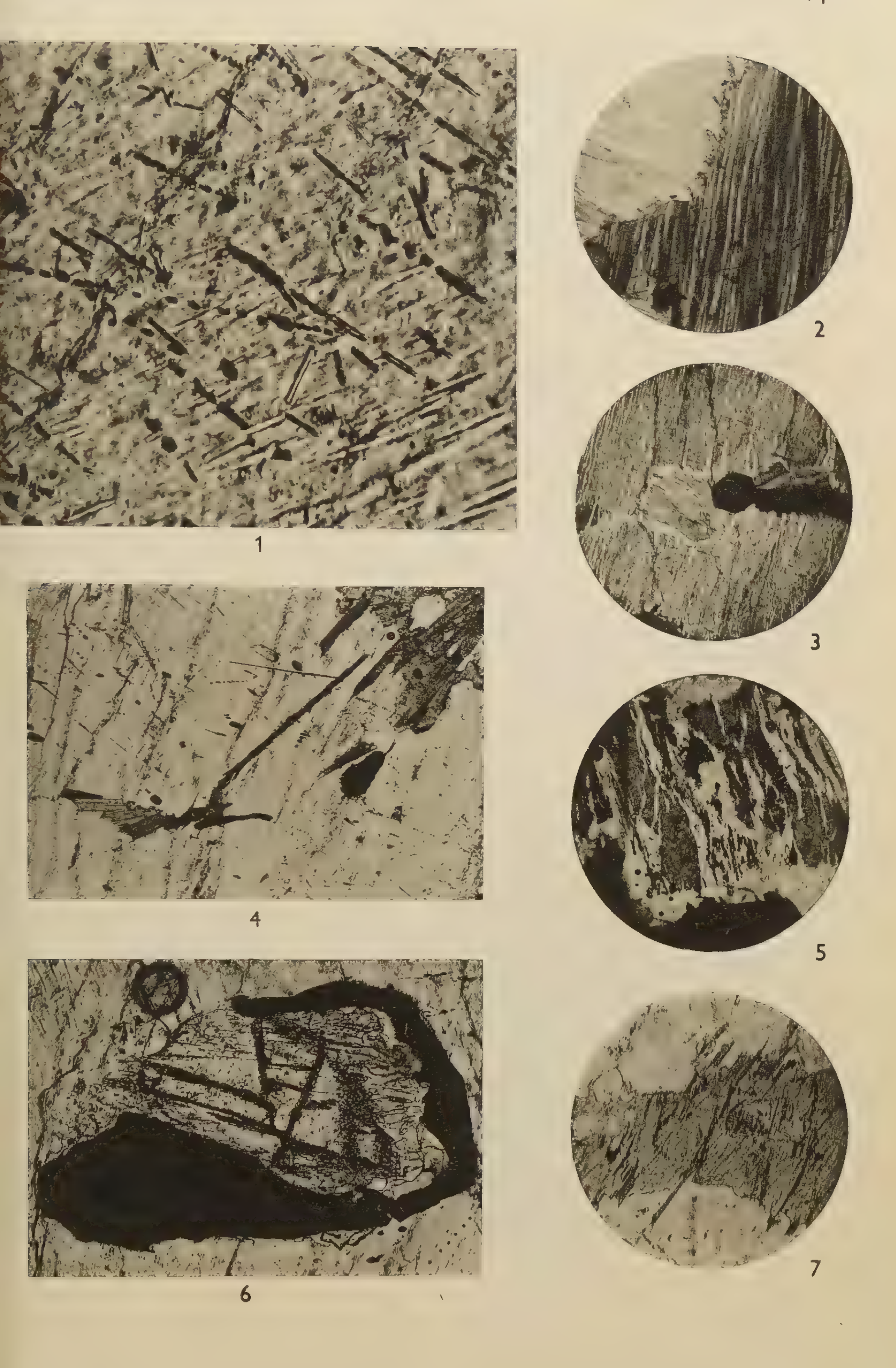
5

1

2

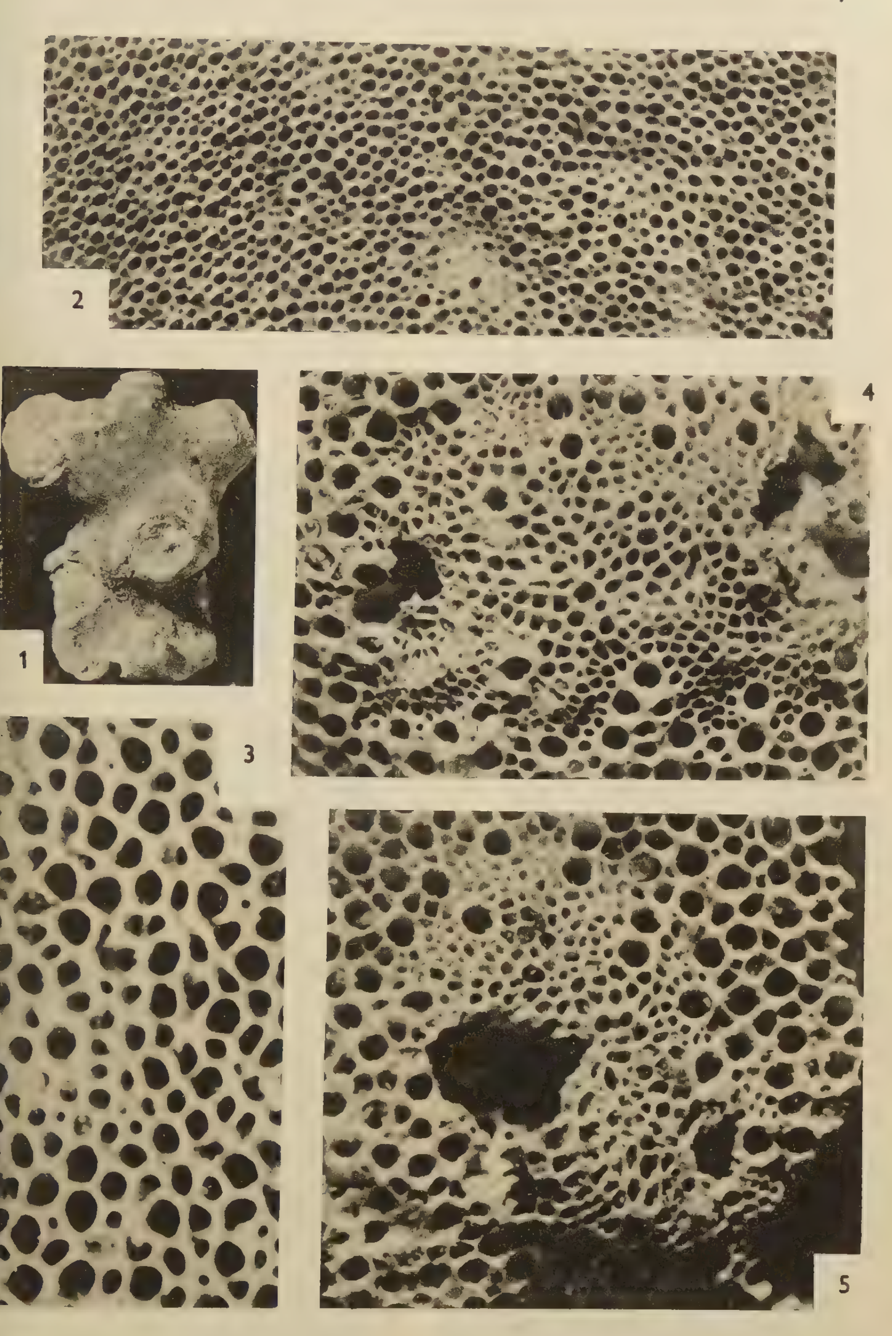
3

Phototypie Jean Brunissen
30, rue Le Brun - PARIS 13e



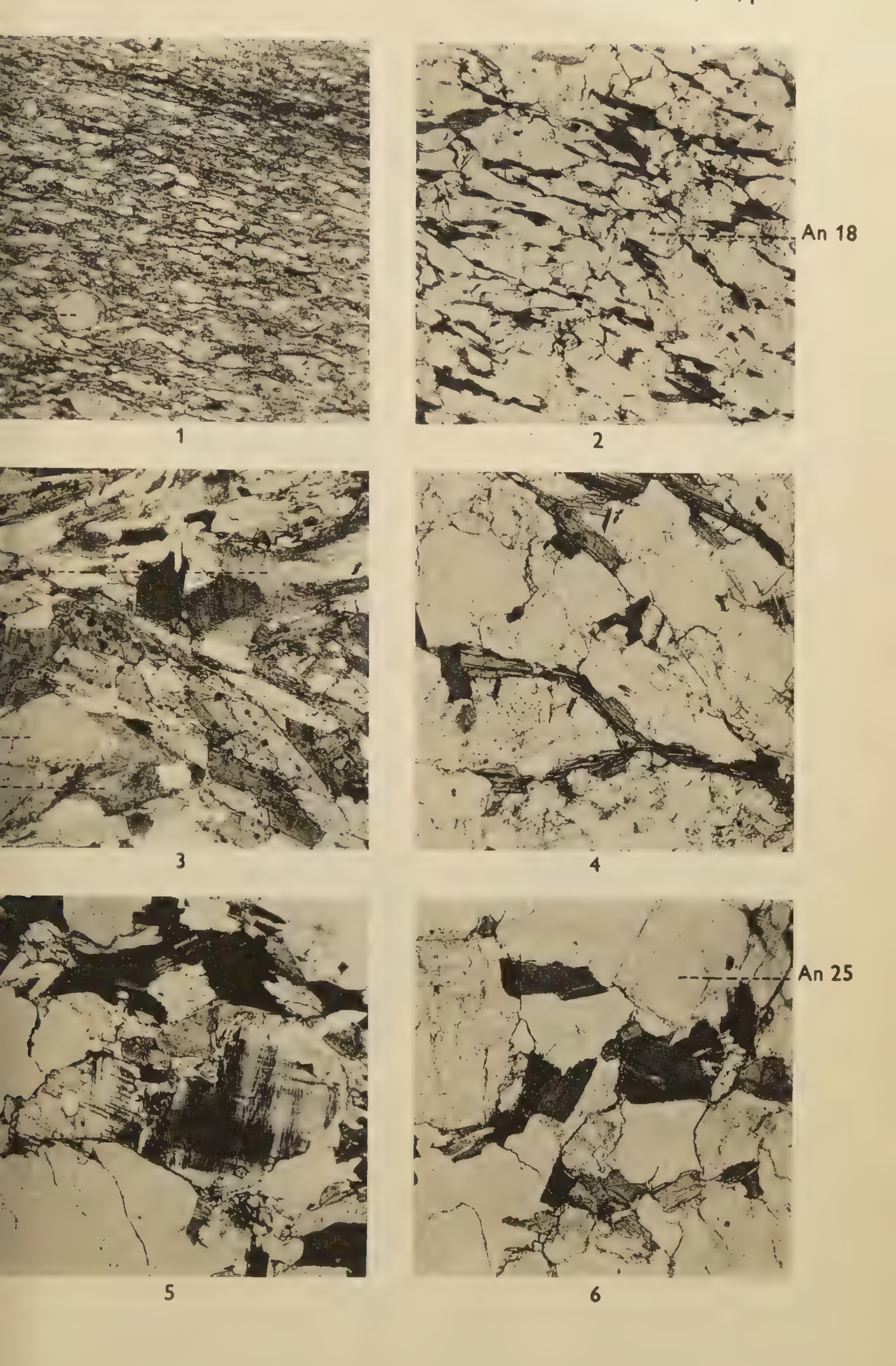
1 2 3 4 5 6 7

Phototypie Jean Brunissen
30, rue Le Brun - PARIS 13e



Phototypie Jean Brunissen
30, rue Le Brun - PARIS 13e

Bull. Soc. Géol. de France S. 6 ; t. I ; pl. IV



Phototypie Jean Brunissen
30, rue Le Brun - PARIS 13e

Note de M. FARAUD

Bull. Soc. Géol. de France

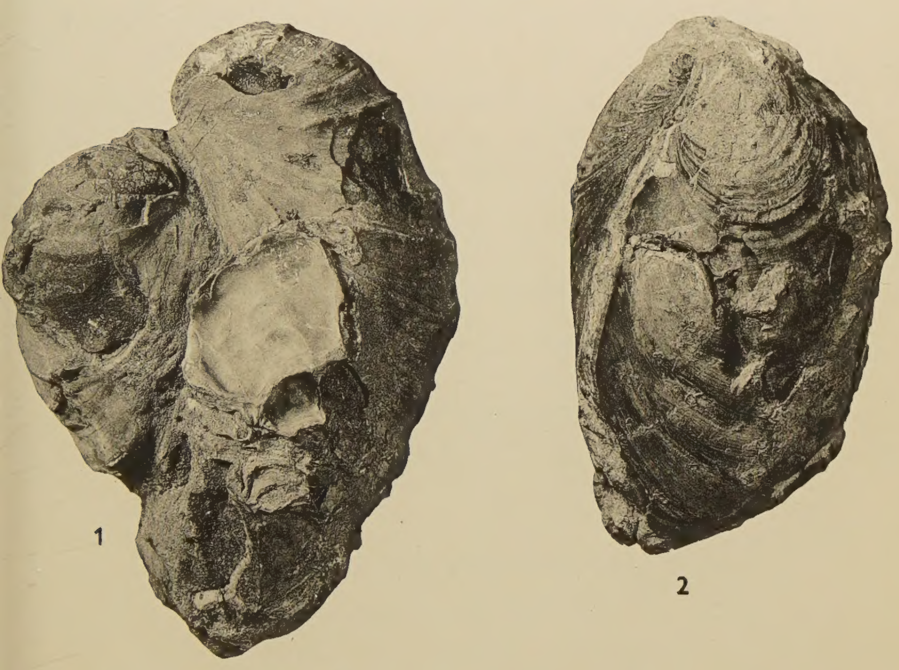
S. 6 ; t. I ; pl. V*a*



Note de C. VOÛTE

Bull. Soc. Géol. de France

S. 6 ; t. I ; pl. V*b*



Phototypie Jean Brunissen
30, rue Le Brun - PARIS 13e

NTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications périodiques.

•

BULLETIN ANALYTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL
SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

130.000 EXTRAITS PAR AN. 4.000 PÉRIODIQUES DÉPOUILLÉS.

x d'abonnement annuel :

Première partie : Sciences mathématiques, physiques, chimiques.
Seconde partie : Sciences biologiques.

4.000 fr. par partie pour la France.
5.000 fr. pour les territoires d'Outre-mer et de l'Étranger.
Tarif spécial pour les Chercheurs du C. N. R. S. et les Laboratoires universitaires.

Fournit reproductions photographiques des articles sous forme de microfilms ou photocopies.

Troisième partie : Philosophie, parution trimestrielle, tarif spécial, 1.500 fr. par an pour la France et 2.000 fr. pour l'Étranger.

•

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : France, 1.200 fr. — Étranger, 1.500 fr.

•

ABONNEMENTS AU **CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.**
18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5e)
TÉL. : *ODÉon 10-01*

TABLE DES MATIÈRES (TOME I, FASCICULE 1-2-3)

Pa

La gérante de la Soc. Géol. : M. HAUMONT.

Imprimerie Protat frères, Mâcon. N° 6473. — Octobre 1951. — N° éditeur 8

Dépôt légal 4e trimestre 1951.

PRIX DU FASCICULE : **600** f